

ПРИНЦИПЫ ПРОГНОЗА И ОЦЕНКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

1

- ▶ общие теоретические основы прогнозирования .
- ▶ развитие добычи полезных ископаемых в кап. странах...
- ▶ геологические предпосылки прогнозирования...
- ▶ геохимические методы поисков и оценки...
- ▶ основы прогноза методами геофизики .
- ▶ рудные формации - производные коровых магм.
- ▶ формации слюдоносных и редкометалльных пегматитов .

ПРИНЦИПЫ
ПРОГНОЗА
И ОЦЕНКИ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ

1

ПРИНЦИПЫ ПРОГНОЗА И ОЦЕНКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

ТОМ **1**

ПОД РЕДАКЦИЕЙ В. Т. ПОКАЛОВА

2060



Москва «Недра» 1977



Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых.
Под редакцией В. Т. Покалова. В двух томах. Т. 1. М., «Недра», 1977, 310 с.

В работе рассмотрены проблемы прогнозирования, поисков и оценки месторождений полезных ископаемых и намечены пути их решения. На основе анализа материала, касающегося позиций месторождений в истории развития земной коры, их структурного и магматического контроля, геологического строения, вещественного состава руд, рудной зональности, геохимических и геофизических особенностей, разработаны принципы рудноформационного анализа и сформулированы критерии прогноза и оценки месторождений. В первом томе рассмотрены месторождения редких металлов, молибдена, олова, вольфрама, бора, фтора и слюды, во втором томе — месторождения железа, хромитов, бокситов и полезных ископаемых, связанных с карбонатитами. В книге использованы новейшие отечественные и зарубежные данные, полученные в процессе разведки и изучения месторождений указанных полезных ископаемых.

Книга предназначена для широкого круга геологов, занимающихся изучением, прогнозированием, поисками и оценкой месторождений полезных ископаемых.

Табл. 33, ил. 45, список лит. — 200 назв.

АВТОРЫ

Ф. Р. Апельцин
А. Я. Архипенкова
В. М. Григорьев
В. С. Кудрин
А. Е. Лисицын
С. Ф. Лугов
В. Г. Орлов
И. И. Пастушенко
В. Т. Покалов

Л. С. Пузанов
Г. Г. Родионов
Т. А. Смирнова
В. А. Теняков
Б. А. Тюрин
А. А. Фролов
Н. Г. Шмидт
Н. А. Хрущов

Предлагаемая читателю монография написана коллективом авторов, работающих во Всесоюзном институте минерального сырья (ВИМС). В ней рассматриваются принципы прогнозирования и оценки месторождений полезных ископаемых, которые стали традиционными для профиля ВИМСа, — железа, хромитов, алюминия, олова, вольфрама, молибдена, редких металлов, плавикового шпата, слюды, бора. Это сравнительно ограниченный круг полезных ископаемых, однако он позволяет охватить практически все генетические группы эндогенных месторождений, а также такие сложные экзогенные образования, как бокситы. Следовательно, достигается главная цель настоящей работы — показать возможность прогнозирования и оценки месторождений разного генезиса.

Работа состоит из двух томов. В первой небольшой части первого тома рассмотрены общие тенденции развития минерально-сырьевой базы, основные принципы прогнозирования и оценки месторождений минерального сырья, а также применяемые при этом геохимические и геофизические методы и их возможности. Вторая главная часть первого тома посвящена рудным формациям, обусловленным кислой магмой преимущественно корового происхождения. Во втором томе объединены рудные формации, связанные с маг-

мой подкорового происхождения, а также метаморфогенные и обусловленные экзогенными процессами.

Выделение рудных формаций и разработка критериев прогнозирования и оценки месторождений полезных ископаемых проведены на основе всестороннего глубокого изучения вещественного состава руд, их связей с геологическими формациями, фациальной обстановкой, тектоническими структурами и процессами геотектонического развития земной коры в историческом аспекте.

В последние годы в отечественной геологической литературе появилось много монографий, освещающих геологию и вещественный состав разнообразных полезных ископаемых, в том числе и рассматриваемых в предлагаемой книге. Немало общих и специальных работ посвящено прогнозированию и поискам месторождений с применением геофизических, геохимических, геологических и других методов. Большой вклад в разработку этих вопросов внесли коллективы таких организаций, как ВСЕГЕИ, ИГЕМ, ИМГРЭ, ИГН АН КазССР, КИМС, ЦНИГРИ, СНИИГГИМС и многие другие. Естественно, что в настоящей работе, кратко характеризующей принципы прогноза и оценки многих месторождений полезных ископаемых, невозможно дать систематический обзор всех достижений, полученных отдельными лицами и организациями.

Приходится ограничиваться только ссылками на тех авторов, выводы которых заимствуются или обсуждаются в ходе изложения материала.

Читатель не найдет в книге монографического описания месторождений отдельных полезных ископаемых и всего комплекса возможных методов их поисков. Авторы ставили своей целью осветить только основные особенности геологии рудных районов и месторождений, позволяющие сформулировать главнейшие поисковые и оценочные крите-

рии, и в основных наиболее существенных чертах показать ход решения задачи прогнозирования и оценки месторождений полезных ископаемых.

В работе читатель найдет много новых выводов, основанных на исследованиях ведущих специалистов по рассматриваемым видам полезных ископаемых и полученных прежде всего исходя из сравнительного анализа строения и вещественного состава руд месторождений с учетом их геотектонических позиций и места в истории развития земной коры.

Бурное развитие промышленности и всего народного хозяйства ставит перед геологической службой новые сложные задачи. Несмотря на быстро увеличивающийся рост производства синтетических материалов, частично заменяющих металлы и другое минеральное сырье, потребность в последних все увеличивается. Следовательно, открытие новых крупных и богатых месторождений полезных ископаемых, расположенных в уже освоенных районах или в районах, экономически благоприятных для освоения, — главная задача советских геологов. Решить ее невозможно только за счет расширения объема геологоразведочных работ, необходимо резко повысить их экономическую эффективность.

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

Проблема эффективного ведения работ и открытия крупных и богатых месторождений прежде всего упирается в умение разбраковать и оценить проявления рудной минерализации и геохимические аномалии. На этой стадии работ возрастает роль экспертных оценок, качество которых зависит от опыта геолога,

проводящего оценку рудоносной площади и выявленных на ней рудопроявлений, т. е. от его умения определять прогнозные запасы. Последние часто кладутся в основу планирования геологоразведочных работ. Поэтому проблема их определения настолько актуальна, что стала предметом рассмотрения специалистов стран — членов СЭВ, которые выработали следующие основные определения и положения по этому вопросу.

1. Прогнозными запасами являются неразведанные запасы полезных ископаемых, предполагаемые на основании закономерностей образования и размещения месторождений полезных ископаемых и исследований, раскрывающих геологическое строение и историю геологического развития оцениваемой территории.

2. Прогнозные запасы позволяют судить о возможности расширения минерально-сырьевой базы соответствующей отрасли народного хозяйства и должны служить основой планирования и выбора направления геологоразведочных работ.

3. Прогнозные запасы отличаются от запасов категории C_2 тем, что параметры оценки по прогнозируемым объектам (размеры по простиранию и мощность, среднее содержание полезного компонента и др.) являются предположительными и определяются косвенно.

4. Прогнозные запасы оцениваются на основании данных об истории геологического развития и особенностях геологического строения данной территории, полученных в результате широких комплексных геологических, геофизических и геохимических исследований, а также

нализа структурно-тектонических, минералого-петрографических, литолого-стратиграфических, палеогеографических и других факторов, определяющих условия локализации полезного ископаемого. Обычно учитывают три группы прогнозных запасов, определяемых за счет: 1) запасов сверх учтенных по категории C_2 на эксплуатируемых, разведанных или находящихся в разведке месторождениях (новые рудные тела, участки, горизонты и др.); 2) открытия новых месторождений в районах с уже известными промышленными месторождениями; 3) открытия новых месторождений по геологическим предпосылкам в районах, где нет промышленных месторождений. Степень достоверности оценки прогнозных запасов достаточно высока для первой группы, менее надежна для второй и мала для третьей группы.

Прогнозные запасы полезных ископаемых оцениваются до глубин, доступных для эксплуатации, с учетом требований промышленности и особенностей экономики каждой страны или района. Определение прогнозных запасов полезного ископаемого может быть сделано лишь приближенно, с указанием порядка цифр, анализ которых с учетом геологических и технико-экономических данных позволяет обоснованно выбирать объекты для проведения первоочередных поисков и разведки.

Методы оценки прогнозных запасов разрабатываются применительно к различным видам полезных ископаемых и типам месторождений. Основой прогноза являются поисковые критерии и признаки оруденения. Важнейшие поисковые критерии — геотектонические, магматические и структурно-литологические — позволяют принципиально решать вопрос о рудоносности той или иной территории и типах развитых на ней месторождений. К поисковым признакам, прямо или косвенно указыва-

ющим на рудную минерализацию, относятся рудные выходы, ореолы рудных элементов, измененные околорудные породы, геофизические аномалии и др.

При количественной оценке прогнозных запасов обычно пользуются методом укрупненных параметров. Такими параметрами являются типы рудных тел, месторождений и рудных районов, квалифицируемые как по морфогенетическим, так и по другим промышленным признакам. Укрупненные параметры должны быть определены для отдельных рудных полей, районов и провинций с учетом местных особенностей. Определяя возможное положение месторождения и его промышленный тип по сумме всех геологических критериев, можно отнести его к тому или иному классу по крупности и, таким образом, подойти к количественной оценке согласно известной средней величины данного класса в данном рудном поле или районе. Можно применять также способ оценки по коэффициенту рудоносности, при котором сравниваются геологически однородные рудоносные участки.

Для количественной оценки прогнозных запасов в пределах неразведанных частей эксплуатируемых, отработанных или детально разведанных месторождений наряду с упомянутыми способами широко применяется экстраполяция параметров, установленных по соответствующим разведанным участкам с учетом возможности обнаружения слепых рудных тел. Особую важность в этих случаях приобретает знание характера вертикальной и горизонтальной зональности и структуры рудных тел и месторождений.

Новые рудоносные районы, выделяемые на основании геологических предпосылок и самых общих поисковых данных, в том числе и геохимического опробования, также подлежат количественной оценке методом

аналогии. Оценка таких районов может быть произведена лишь весьма приближенно.

По мере производства геолого-разведочных работ и накопления нового фактического материала прогнозные оценки подлежат уточнению.

Большую роль в решении проблемы прогнозирования месторождений полезных ископаемых играет метод формационного анализа, обоснованный Н. С. Шатским, Н. П. Херасковым, С. С. Смирновым, Ю. А. Билибиным, В. И. Смирновым, Н. М. Страховым и развиваемый Е. Е. Захаровым, Ю. А. Кузнецовым, И. Г. Магакьяном, Е. А. Радкевич, В. С. Кормилицыным, В. А. Кузнецовым, Д. И. Горжевским, В. И. Казанским, Р. М. Константиновым, Д. В. Рундквистом, П. М. Татариновым, Г. А. Твалчрелидзе, А. Д. Щегловым, Г. Н. Щербой и многими другими учеными.

Согласно определению Н. С. Шатского, геологические формации — это естественные ассоциации горных пород, отдельные члены которых тесно парагенетически связаны друг с другом в возрастном и пространственном отношении; они образуются в условиях определенного тектонического режима, характерного для тех или иных крупных структурных элементов земной коры на соответствующих этапах развития. С геологическими формациями связано накопление полезных ископаемых, которые объединяются в рудные формации. Под рудной формацией, по С. С. Смирнову, следует понимать ряд месторождений полезных ископаемых с близкими минеральными ассоциациями, сформированных в сходной геологической обстановке, независимо от возраста оруденения.

Важнейшая особенность формаций — их повторяемость в тектонических структурах одного типа и на определенных этапах их развития,

что и является основой прогнозирования месторождений полезных ископаемых. Вместе с этим большое разнообразие геологических обстановок и направленный характер развития земной коры обуславливают изменчивость и историческую эволюцию геологических и связанных с ними рудных формаций. Именно поэтому Н. П. Херасков и другие исследователи различают два понятия: а) конкретная формация, б) абстрактная формация. Конкретная формация характеризуется определенным возрастом и местом развития. Абстрактная формация является отвлеченным понятием, символом многих аналогичных конкретных формаций, отражающим также их общие черты, повторяющиеся независимо от времени и региона. Такой подход к выделению геологических и рудных формаций включает возможность познания закономерностей образования и размещения месторождений полезных ископаемых, их прогнозирования и оценки.

Несмотря на то что приведенные выше определения и исходные положения признают все исследователи, на практике выделение рудных формаций встречает значительные трудности. Одна группа исследователей выделяет рудные формации, исходя главным образом из минеральных ассоциаций и их количественных соотношений; геологические условия формирования месторождений они отодвигают на второй план, трактуют их по-разному и не требуют строгой привязки рудных формаций к геологическим. Однако на многих месторождениях установлена зональность в размещении минеральных парагенетических ассоциаций, и на разном уровне эрозионного среза оруденения минеральные ассоциации предстают не только в разном объеме (т. е. в разных количественных соотношениях), но и в разном наборе. Известно, что из одних и тех

же растворов в разной физико-химической среде (например, в карбонатной или алюмосиликатной) отлагаются различные минеральные парагенезисы, которые могут существовать как порознь — на разных месторождениях, так и вместе — на одном месторождении. Кроме того, явления наложения одних минеральных ассоциаций на другие местами чрезвычайно усложняют общую картину. Следовательно, выделение рудных формаций без строгой привязки оруденения к геологическим формациям ведет к запутыванию этого вопроса, а иногда и к невозможности выработать определенные критерии прогнозирования и оценки оруденения.

Другая группа исследователей при выделении конкретной рудной формации рекомендует включать в нее все гидротермальные образования, связанные с той или иной магматической формацией, в том числе металлические и неметаллические. Такой подход лишает смысла представление о понятии «рудная формация», поскольку при этом теряется конкретность, расширяются непомерно ее границы и таким образом объединяются месторождения с разными критериями прогнозирования, поисков и оценки. Очевидно, нельзя соединять в одну рудную формацию молибденовые, свинцово-цинковые и золоторудные месторождения (Кормилицын, Строна, Татаринов, 1973), характеризующиеся разными геологическим строением и геохимией рудного процесса, различными минеральными ассоциациями, пространственной разобщенностью и приуроченностью к разным тектоническим структурам. Что же касается связи

этих месторождений с одной магматической формацией, то этот вопрос весьма и весьма дискуссионен. Н. Б. Вассоевич (1966), Г. В. Ицксон, М. И. Ицксон, В. Т. Матвеев (1966 г.) предлагают вообще отказаться от понятия «рудная формация», заменив его термином «гео-генерация», и советуют объединять месторождения в минерально-геохимические группы, комплексы, семейства и ассоциации прежде всего на основе единства их происхождения, обусловленного сходным тектоно-магматическим режимом. Это безусловно оправдано при металлогенической характеристике того или иного региона или его части, но для крупномасштабного прогнозирования, детальных поисков и оценки оруденения явно недостаточно.

Важнейшей задачей геологической науки в настоящее время является познание закономерностей образования и пространственного размещения различных видов полезных ископаемых и на этой основе прогнозирование новых месторождений, рудных районов и перспективных площадей с целью выявления богатых руд в экономически благоприятных для освоения или в уже освоенных районах. Этой цели служит формационный анализ месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Расширяя и углубляя наши знания и представления о геологических и рудных формациях, их связи, пространственных и временных взаимоотношениях, термодинамических и физико-химических условиях проявления, мы тем самым решаем поставленную задачу, чему и посвящена предлагаемая читателю монография.

ОБЩИЕ ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ И МЕТОДЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ, ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

РАЗВИТИЕ ДОБЫЧИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В КАПИТАЛИСТИЧЕСКИХ СТРАНАХ

Технический прогресс в XX в., особенно во второй его половине, потребовал резкого увеличения добычи самых разнообразных видов полезных ископаемых, в том числе черных, легирующих и цветных металлов. Роль этих полезных ископаемых в общем развитии горнодобывающей промышленности капиталистических стран отражают статистические данные за 1860—1974 гг.¹ Статистика дана по 25 основным видам минерального сырья, доля стоимости которых превышает 0,1% от общей стоимости добытых полезных ископаемых. При этом добыча полезных ископаемых в капиталистических странах приведена в натуральных показателях (табл. 1) и в стоимостном выражении (табл. 2), позволяющем суммировать общую стоимость добытых полезных ископаемых.

Имеющиеся статистические данные (рис. 1) показывают сравнительно незначительный рост стоимости добываемого минерального сырья

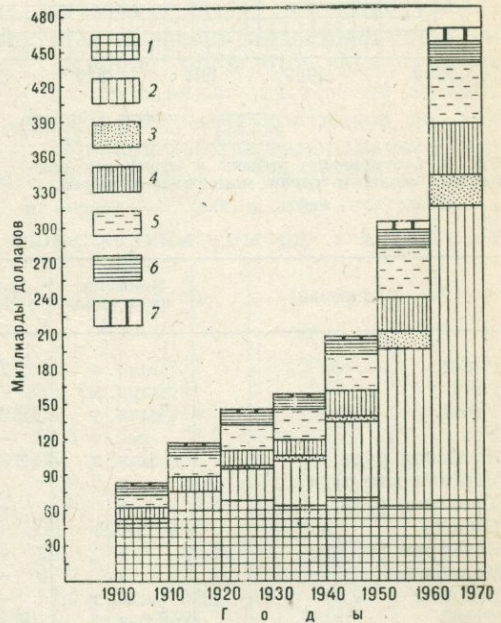


Рис. 1. Диаграмма роста стоимости минерального сырья.

1 — уголь; 2 — нефть; 3 — газ; 4 — черные и легирующие металлы; 5 — цветные металлы; 6 — драгоценные металлы; 7 — нерудные

¹ Использованы материалы Ф. Фриденсбурга («Глюкауф», 1965, № 1, с. 58—62), дополненные за последние 25 лет данными журналов: Minerals Yearbook. U. S. Department of the Interior, Mining Engineering, Canadian Mining and Met. Bull., Canadian Mining Journal, Mining Magasin, Mining Annual Rev., Eng. and Mining Journal.

за первые четыре десятилетия нашего века и бурный рост за последние три десятилетия (32—46—57%). Всего с 1860 по 1974 г. в капиталистических странах добыто основных видов минерального сырья на 1930 млрд. долларов (в ценах 1956 г.), из которых за последние 14 лет добыто

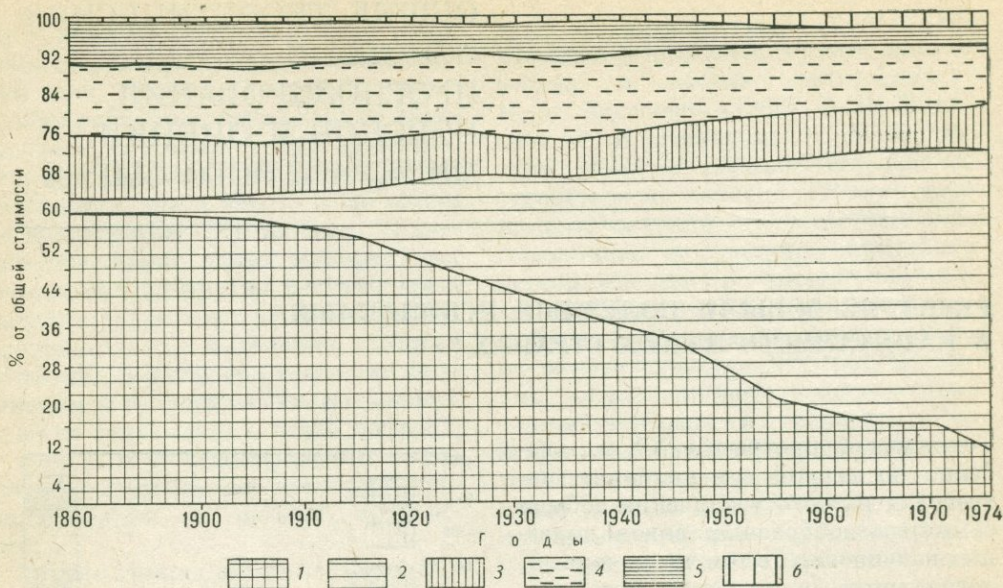


Рис. 2. Соотношение добычи и стоимости важнейших видов и групп минерального сырья. 1 — уголь; 2 — нефть и газ; 3 — черные и легирующие металлы; 4 — цветные металлы; 5 — драгоценные металлы и алмазы; 6 — нерудные

ТА Б Л И Ц А 1. ДОБЫЧА МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ В КАПИТАЛИСТИЧЕСКИХ СТРАНАХ

Вид сырья	Единица измерения	1860—1900 гг.	1901—1910 гг.	1911—1920 гг.	1921—1930 гг.	1931—1940 гг.
Нефть	млн. т	250	211	548	1 435	2 060
Газ	млрд. м ³	—	95	190	374	582
Уголь	млн. т	15 000	9052	12 044	12 755	11 812
Уран	тыс. т	—	—	—	—	—
Железная руда	млн. т	2 300	4076	1 330	1 408	1 211
Марганцевая руда	»	8,0	7,9	11,7	17,4	19,7
Хромовая руда	»	—	0,8	1,7	3,2	6,5
Никель	тыс. т	74	133	313	395	873
Вольфрам (WO ₃)	»	—	19,4	77,4	22,8	105,3
Молибден	»	—	0,7	3,0	8,6	89,6
Бокситы	млн. т	—	2,1	5,6	12,2	17,7
Медь	тыс. т	7 250	6750	10 735	13 156	15 280
Свинец	»	17 740	7218	10 673	13 314	13 318
Цинк	»	9 600	4204	9 882	11 346	13 763
Олово	»	1 660	987	1 181	1 446	1 454
Ртуть	»	—	34,3	35,8	37,1	37,0
Сурьма	тыс. т	—	77,6	142,1	68,5	147,5
Золото	т	8 350	5686	6 372	5 635	8 989
Серебро	тыс. т	113,0	59,0	60,4	73,4	68,4
Платина	т	7	2	10	26,5	85,4
Алмазы	млн. карат	48,5	43,2	42,8	50,7	85,8
Асбест	тыс. т	—	512	1 319	2 735	3 090
Калийные соли	млн. т	—	5,3	9,0	15,8	19,9
Фосфаты	»	42,0	46,8	53,2	86,9	85,6
Флюорит	тыс. т	—	1145	2 480	2 854	2 887

* Предварительные данные.

на 773 млрд. долларов, что составляет 40% от общей стоимости минерального сырья за 114 лет.

Резко преобладающее значение в общей стоимости добытого минерального сырья имеет группа горючих полезных ископаемых (рис. 2); от 62% в середине XIX в. ее роль неуклонно возрастает до 71,8% в последнем десятилетии (1961—1970 гг.) и до 75,3% в 1974 г. Характерно, что роль угля в стоимости добытого сырья резко падает: с 60% в конце прошлого века она снизилась в четыре раза и составила в 1961—1970 гг. всего 15%. Снижение добычи угля компенсируется бурной добычей нефти и природного газа, которая в первом десятилетии нашего века едва превышала 5%, а в 1961—1970 гг. достигла 56,8%, т. е. роль нефти и природного газа

в общей стоимости добытого минерального сырья увеличилась в 13 раз. За последние 20 лет в топливной (энергетической) группе фигурирует уран, но роль его в общей добыче минерального сырья даже в 1974 г. едва превышает 1%.

Второе место занимает группа цветных металлов, стоимость которых примерно стабильна — 13—17% от общей стоимости добытого минерального сырья.

Третье место занимает группа черных и легирующих металлов, но в связи с резким ростом роли энергетического сырья значение этих металлов несколько снижается — если в конце прошлого века стоимость их составляла 14,4%, то в 1961—1970 гг. она сократилась до 8,8%. В общей добыче минерального сырья значительно уменьшилась доля

С 1860 ПО 1974 г.

1941— 1950 гг.	1951— 1960 гг.	1961— 1970 гг.	1971 г.	1972 г.	1973 г.	1974 г.*
3 485	7 016	12 945	2072	2152	2348	2326
1 308	3 081	6 349	889	941	977	977
13 054	11 948	12 600	1258	1269	1283	1287
—	180	235	22,4	23,7	23,9	22,8
1 799	2 713	3 948	498	501	554	573
26,2	57,3	81,8	11,9	11,3	12,6	13,0
12,1	28,1	29,6	4,0	3,8	4,1	4,5
1 315	1 966	3 159	505	467	522	561
170,7	216,4	163,7	25,1	27,3	26,2	25,0
176,8	266,8	184,6	67,9	71,1	72,3	75,3
62,7	144,2	315,1	53,4	56,1	60,9	65,2
21 557	27 657	41 480	5031	5524	5911	6020
12 826	16 479	19 744	2433	2488	2503	2393
16 511	22 271	33 539	4272	4308	4464	4411
1 348	1 557	1 612	186	196	186	182
54,5	53,7	62,6	6844	6128	5398	5513
319,5	301,8	368,9	41,3	48,6	50,9	52,6
8 302	8 740	12 234	1226	1161	1094	996
58,9	60,1	67,6	7,6	7,5	7,5	7,4
128,8	237,0	387,8	54,5	70,6	86,8	106,7
113,0	229,4	332,8	32,5	34,7	33,6	35,2
6 248	12 984	19 460	2304	2344	2613	2546
18,9	55,4	91,2	11,8	12,0	12,9	14,4
115,6	262,1	496,3	60,6	65,9	73,1	83,4
6 144	11 534	21 527	3673	3505	3607	3803

ТАБЛИЦА 2. СТОИМОСТЬ ДОБЫТОГО В КАПИТАЛИСТИЧЕСКИХ СТРАНАХ МИНЕРАЛЬ

Вид сырья	Единица измерения	Цена в долларах	1860—1900 гг.	1901—1910 гг.	1911—1920 гг.	1921—1930 гг.
Топливо-энерге						
Нефть	т	19,39	4,85	4,09	10,63	27,84
Газ	тыс. м ³	3,78	—	0,38	0,72	1,42
Уголь	т	5,31	79,65	48,07	63,95	67,73
Уран (U ₃ O ₈)	кг	33,67	—	—	—	—
Всего			84,50	52,54	75,30	96,99
Черные и легиру						
Железная руда	т	7,63	17,55	8,21	10,15	10,74
Марганцевые руды	»	48,3	0,39	0,38	0,57	0,84
Хромовая руда	»	46,3	—	0,04	0,08	0,15
Никель	»	1421	0,11	0,19	0,44	0,56
Вольфрам (WO ₃)	»	3639	—	0,07	0,28	0,08
Молибден	»	2600	—	—	0,01	0,02
Всего			18,05	8,89	11,53	12,39
Цветные						
Бокситы	т	7,89	—	0,02	0,04	0,10
Медь	»	936	6,79	6,32	10,05	12,31
Свинец	»	346	6,14	2,49	3,71	4,61
Цинк	»	302	2,90	1,27	2,98	3,43
Олово	»	2230	3,70	2,20	2,63	3,22
Ртуть	»	5000	—	0,17	0,18	0,19
Сурьма	»	370	—	0,03	0,05	0,03
Всего			19,53	12,50	19,64	23,89
Драгоценные						
Золото	кг	1125	9,39	6,40	7,17	6,34
Серебро	»	29,1	3,28	1,71	1,75	2,13
Платина	»	3500	0,02	0,01	0,03	0,09
Алмазы	карат	8,02	0,39	0,35	0,34	0,41
Всего			13,08	8,47	9,29	8,97
Нерудное						
Асбест	т	126	—	0,06	0,17	0,34
Калийные соли	»	41,8	—	0,22	0,38	0,66
Фосфаты	»	6,12	0,26	0,20	0,33	0,53
Флюорит	»	45	—	0,05	0,11	0,13
Всего			0,26	0,53	0,99	1,66
Итого			135,42	82,93	116,75	143,90

НОГО СЫРЬЯ ПО ЦЕНАМ 1956 г. (В МЛРД. ДОЛЛАРОВ)

1931— 1940 гг.	1941— 1950 гг.	1951— 1960 гг.	1961— 1970 гг.	1971 г.	1972 г.	1973 г.	1974 г.
-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	---------	---------	---------	---------

тическое сырье

39,96	67,61	136,11	251,13	40,18	41,73	45,53	45,10
2,21	4,97	11,71	24,13	3,36	3,56	3,69	3,69
62,72	69,32	63,44	66,91	6,68	6,74	6,81	6,83
—	—	6,06	7,92	0,75	0,80	0,81	0,77
104,89	141,90	217,32	350,09	50,97	53,82	56,84	56,40

ющие металлы

9,24	13,73	20,70	30,12	3,80	3,82	4,23	4,37
0,95	1,27	2,77	3,95	0,57	0,55	0,51	0,63
0,30	0,56	1,30	1,37	0,19	0,18	0,19	0,21
1,24	1,87	2,79	4,49	0,72	0,66	0,74	0,80
0,38	0,62	0,79	0,60	0,09	0,10	0,09	0,09
0,23	0,46	0,69	1,26	0,18	0,19	0,19	0,20
12,34	18,51	29,04	41,79	5,55	5,50	6,05	6,30

металлы

0,14	0,49	1,14	2,49	0,42	0,44	0,48	0,51
14,30	20,18	25,89	38,83	4,71	5,17	5,53	5,63
4,61	4,44	5,70	6,83	0,84	0,86	0,87	0,83
4,14	4,99	6,73	10,13	1,29	1,30	1,32	1,32
3,24	3,01	3,47	3,59	0,41	0,44	0,41	0,41
0,18	0,27	0,27	0,31	0,03	0,03	0,03	0,03
0,05	0,12	0,11	0,14	0,01	0,02	0,02	0,02
26,66	33,50	43,31	62,32	7,71	8,26	8,66	8,75

металлы

10,11	9,34	9,83	13,76	1,38	1,31	1,23	1,12
1,98	1,71	1,74	1,96	0,22	0,22	0,22	0,22
0,30	0,45	0,83	1,36	0,19	0,25	0,30	0,37
0,69	0,91	1,84	2,67	0,26	0,28	0,27	0,28
13,08	12,41	14,24	19,75	2,05	2,06	2,02	1,99

сырье

0,39	0,79	1,64	2,45	0,29	0,30	0,33	0,32
0,83	0,79	2,31	3,81	0,49	0,50	0,54	0,60
0,52	0,71	1,60	3,04	0,37	0,40	0,45	0,51
0,13	0,28	0,52	0,97	0,16	0,16	0,16	0,17
1,87	2,57	6,07	10,2	1,31	1,36	1,48	1,60
158,84	208,89	309,98	484,22	6759	71,00	75,05	75,04

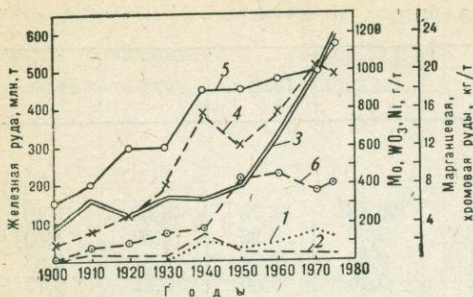


Рис. 3. Рост добычи железных руд и отношение к ней добычи марганцевых, хромовых руд (в кг/т железной руды), молибдена, триоксида вольфрама и никеля (в г/т железной руды)
 1 — молибден; 2 — WO_3 ; 3 — никель; 4 — железные руды; 5 — марганцевые руды; 6 — хромовые руды

драгоценных металлов (вместе с алмазами) — от 10% в прошлом веке и первом десятилетии XX в. до 4,15% в 1961—1970 гг., но резко увеличилась доля добычи неметаллических полезных ископаемых — от 0,19% в прошлом веке до 2,46% в 1961—1970 гг., т. е. в 10 раз. Добыча железных руд медленно возрастала до второй мировой войны и начала быстро увеличиваться в послевоенный период. Параллельно с ней растет и добыча основных легирующих металлов — марганца, никеля и хрома, но после 1960 г. в связи с резким ростом добычи железных руд (331 млн. т в 1961 г. и 573 млн. т в 1974 г.) такому росту соответствует только рост добычи марганцевых руд. Что же касается добычи молибдена, вольфрама, никеля и хрома, то за последние годы она отстает от темпов добычи железных руд.

Особенно возросла добыча молибдена и вольфрама, которые служат не только металлами, легирующими сталь, но приобретают все большее значение в новой технике, входя в состав особо жаропрочных материалов и твердых сплавов. После окончания второй мировой войны соотношение добычи молибдена и железной руды

(рис. 3) стало повышаться с 71 до 132 г/т, а для вольфрама это соотношение начало снижаться с 57 г/т в 1945 г. до 44 г/т в 1974 г.

Добыча вольфрама из жильных вольфрамовых месторождений началась значительно раньше добычи молибдена, и уже в первом десятилетии нашего века из руд было получено 19,4 тыс. т WO_3 в концентрате, тогда как за этот же период молибдена было добыто во всем мире всего 690 т. В основном это объясняется тем, что вольфрамит как тяжелый минерал легко обогащается давно разработанными и освоенными промышленностью методами гравитации, что позволяло развивать и кустарную добычу вольфрамита. Молибден, представленный в месторождениях относительно более легким минералом молибденитом чешуйчатой формы, не поддавался гравитационному обогащению, и в первые годы добывался кустарно — путем ручной отборки крупных чешуек молибденита. Только к концу 20-х годов нашего века промышленностью был освоен флотационный метод обогащения, который позволил резко повысить добычу молибдена не только из руд жильных месторождений с крупной вкрапленностью молибденита, но из первого и наиболее крупного в мире штокверкового месторождения Клаймакс в США с весьма тонкой вкрапленностью молибденита.

С 1930 г. по 1956 г. добыча вольфрама и молибдена (рис. 4) развивалась одинаковыми темпами с резким подъемом в период второй мировой войны и таким же резким спадом добычи в 1945—1950 гг. в связи с уменьшением спроса на эти металлы и продажей части стратегических запасов США. С 1950 по 1956 г. происходит новый подъем добычи молибдена и вольфрама, достигший по молибдену 30 тыс. т за год, а по WO_3 28,5 тыс. т (22,8 тыс. т по металлу).

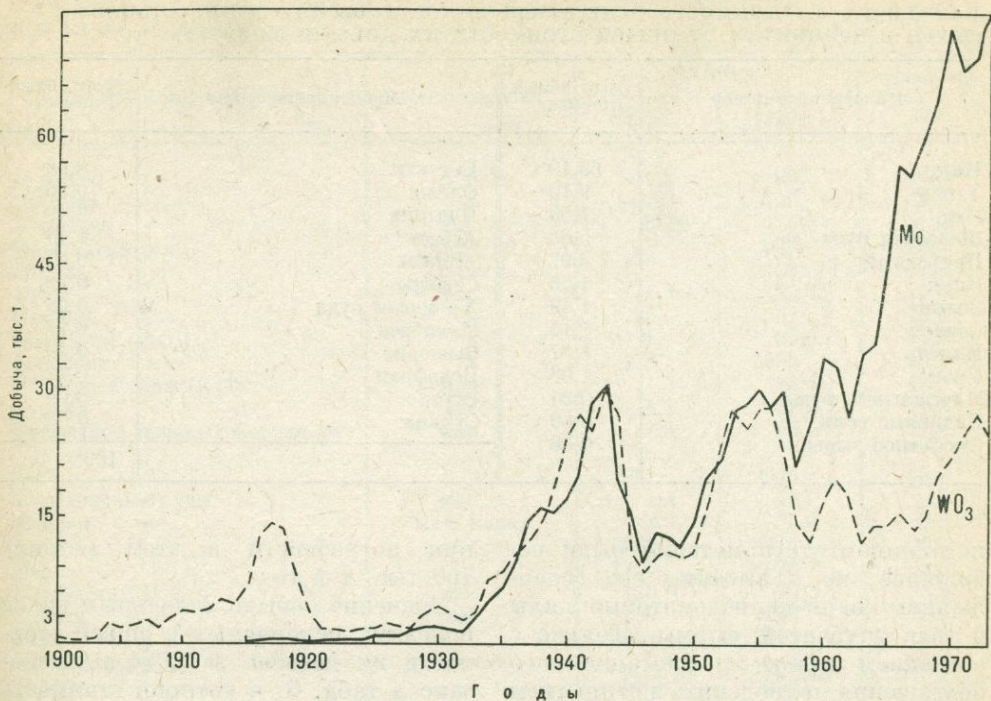


Рис. 4. Добыча молибдена и вольфрама в концентратах.

После 1956 г. темпы роста добычи молибдена и вольфрама уже не совпадают: добыча молибдена резко возрастает, а вольфрама падает (до 12,3 тыс. т в 1959 г.) и в среднем составляет 16,4 тыс. т WO_3 за 1961—1970 гг. Начиная с 1969 г. вновь наблюдается некоторый подъем добычи вольфрама, достигшей 27,2 тыс. т в 1972 г., что, однако, в 2,5 раза меньше добычи молибдена в этом же году.

Отставание добычи вольфрама по сравнению с молибденом объясняется тремя причинами: 1) до 1949 г. в добычу вольфрама в капиталистических странах включалась и его добыча в Китае — основном производителе этого металла; 2) к добыче вольфрама из кварц-вольфрамитовых жил, обычно имеющих сравнительно небольшие запасы, добавилась только добыча шеелита из скарновых

руд Южной Кореи, США и Канады, а штокверковые руды этого металла до настоящего времени не разрабатываются; 3) цены на молибден в капиталистических странах до 1960 г. были значительно ниже цен на вольфрам (соответственно 2600 и 6200 долларов за тонну). В конце 1960 г. цены на вольфрам снизились до 4800 долларов за тонну, а на молибден повысились до 3800 долларов за тонну.

Дальнейший рост добычи вольфрама будет происходить, вероятно, за счет крупных месторождений шеелита в скарновых рудах, а также открытия и освоения штокверковых месторождений с предельно бедным содержанием вольфрама, но с возможными его огромными запасами, пригодными для открытой разработки.

Иначе развивалась добыча молибдена. Она не превышала нескольких тысяч тонн до 1930 г., пока основным

ТАБЛИЦА 3. СТОИМОСТЬ ОТДЕЛЬНЫХ ВИДОВ ДОБЫТОГО МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ В ПРОЦЕНТАХ ОТ ОБЩЕЙ СТОИМОСТИ ИХ ДОБЫЧИ ЗА 1974 г.

Минеральное сырье	% от общей стоимости	Минеральное сырье	% от общей стоимости
Нефть	60,10	Бокситы	0,68
Уголь	9,10	Олово	0,55
Медь	7,50	Платина	0,49
Железная руда	5,82	Асбест	0,43
Природный газ	4,92	Алмазы	0,37
Цинк	1,76	Серебро	0,29
Золото	1,49	Хромовая руда	0,28
Свинец	1,11	Молибден	0,27
Никель	1,07	Флюорит	0,23
Уран	1,03	Вольфрам	0,12
Марганцевые руды	0,84	Ртуть	0,04
Калийные соли	0,80	Сурьма	0,03
Фосфатное сырье	0,68		
			100%

источником этого металла были небольшие, но с высоким его содержанием кварц-молибденитовые жилы и тела трубчатой формы. Только с освоением процесса флотационного обогащения молибденита и открытием крупнейшего в мире месторождения Клаймакс в США добыча молибдена сильно возросла.

За последние годы в американской части Тихоокеанского пояса — от Канады на севере, через США, Мексику, Панаму, Перу и Чили на юге — открываются все новые и новые весьма крупные месторождения меднопорфировых руд с попутным содержанием молибдена. Огромные запасы бедных руд (до миллиарда тонн) позволяют развивать на крупнейших из этих месторождений открытую добычу с производительностью 30—50 млн. т руды в год, при которой даже при содержаниях меди 0,3—0,4% и попутном содержании 0,02—0,03% молибдена разработка руд рентабельна. При освоении проектных мощностей на всех разведанных месторождениях молибденовых и меднопорфировых руд добыча молибдена в капиталистических странах в короткий срок может быть удвоена и достигнет

при потребности в этом металле 150 тыс. т в год.

Значение добычи отдельных видов полезных ископаемых в общей стоимости их добычи за 1974 г. показано в табл. 3, в которой стоимость добытого сырья учтена в долларах США по уровню цен 1956 г.

От общей стоимости добытого минерального сырья 75,15% составляет топливно-энергетическая группа — нефть, уголь, природный газ и уран; шесть основных металлов — медь, железо, цинк, золото, свинец и никель — 18,85%, а на долю остальных 15 видов минерального сырья приходится всего 6,0%.

За последние 50 лет (табл. 4) в добыче основных видов минерального сырья¹ произошли следующие изменения:

1) максимальное развитие (от 29,6 до 54,3 раза) получили только четыре вида минерального сырья — бокситы, платина, молибден и природный газ;

2) от 10 до 17,6 раза увеличилась добыча урана, нефти, никеля, вольфрама, флюорита, калийных солей,

¹ Все эти данные относятся к добыче только в капиталистических странах.

ТАБЛИЦА 4. РОСТ ДОБЫЧИ ОСНОВНЫХ ВИДОВ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ ЗА 50 ЛЕТ

Вид минерального сырья	Ед. измерения	Добыто		Увеличи- лось в n раз
		1924 г.	1974 г.	
Бокситы	млн. т	1,2	65,2	54,3
Платина	т	2,5	106	42,4
Молибден	тыс. т	0,24	75,3	31,4
Природный газ	млрд. м ³	33	977	29,6
Нефть	млн. т	132	2326	17,6
Уран	тыс. т	1,3	22,85	17,6
Никель	»	35	561	16,0
Вольфрам (WO ₃)	»	1,7	25,0	14,7
Флюорит	»	278	3803	13,7
Калийные соли (K ₂ O)	млн. т	1,2	14,4	12,0
Сурьма	тыс. т	4,7	52,6	11,2
Фосфатное сырье (товарная руда)	млн. т	7,5	83,4	11,1
Асбест	тыс. т	251	2546	10,1
Марганцевые руды	млн. т	1,4	13,0	9,3
Алмазы	млн. карат	3,9	35,2	9,0
Цинк	тыс. т	936	4411	4,7
Медь	»	1313	6020	4,6
Железные руды	млн. т	126	573	4,5
Свинец	тыс. т	1244	2393	1,9
Ртуть	т	3068	5513	1,8
Хромовая руда	млн. т	0,25	4,5	1,8
Золото	т	560	996	1,8
Олово	тыс. т	136	182	1,3
Уголь	млн. т	1268	1287	1,01
Серебро	тыс. т	7,5	7,4	0,99

сурьмы, фосфатов и асбеста (для урана этот рост учтен за последние 20 лет);

3) добыча марганцевых руд, алмазов, цинка, меди и железных руд увеличилась в 2—10 раз;

4) менее чем в два раза увеличилась добыча свинца, ртути, хромовых руд, золота и олова;

5) практически не увеличилась добыча угля и серебра.

Общая стоимость добытого минерального сырья увеличилась с 13,8 млрд. долларов в 1924 г. до 75,04 млрд. долларов в 1974 г. (в ценах 1956 г.), т. е. в среднем стоимость добытого минерального сырья за 50 лет увеличилась в 5,4 раза.

В последней четверти XX в. ожидается дальнейший рост добычи энергетического сырья — нефти, природ-

ного газа, угля и урана, причем до 2000 г. намечается увеличение роли природного газа и нефти, а к концу столетия и началу XXI в. предполагается некоторый спад их добычи в связи с возможным исчерпанием запасов и повышением роли угля и ядерного горючего. Несколько более медленными темпами будет продолжаться рост добычи железных руд, но легирование стали должно возрасти, что приведет к более быстрому росту добычи легирующих металлов — никеля, марганца, хрома, молибдена и вольфрама и, вероятно, возможных их заменителей — ниобия и ванадия. Из цветных металлов предполагается наибольшее увеличение добычи бокситов, меди, цинка, а из неметаллических полезных ископаемых — фосфатного сырья и калийных солей.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И ОЦЕНКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Все разнообразие горных пород, слагающих земную кору, а также весь спектр полезных ископаемых, содержащихся в ней, обусловлены в первую очередь процессами эндогенной и экзогенной дифференциацией протопланетного вещества. Поэтому познание этих процессов есть единственный путь решения проблемы прогнозирования и оценки месторождений полезных ископаемых.

По данным А. П. Виноградова (1972), процесс дифференциации Земли на оболочки происходил на основе существования ядра и касался он главным образом силикатной фазы Земли, т. е. мантии, подвергавшейся вторичному разогреванию и разделению на оболочки по принципу зонной плавки. Вещество мантии, подобно веществу каменных метеоритов, разделялось на базальтовую магму и остаток, отвечающий дунитам. Вода и другие легколетучие соединения (HF , HCl , $\text{V}(\text{OH})$, возможно VF_3 , VCl_3 и др.), находящиеся в веществе мантии, концентрировались преимущественно в легкоплавкой фазе, которая под воздействием гравитационной силы отнеслась к периферии Земли.

Постепенно охлаждался расплав, происходила его кристаллизация с освобождением воды и растворенных в ней компонентов. На поверхности планеты пары воды охлаждались, образуя жидкую фазу — собственно гидросферу. Легко растворимые в воде соединения (HCl , HF , V , H_2) оставались в главной массе в гидросфере, а малорастворимые (CO_2 ,

SiH_4 , H_2) удалялись из нее, создавая газовую оболочку Земли.

И. Куширо (1972) считает, что на ранней стадии земной истории значительные количества воды должны были бы существовать в недрах Земли, имевших, вероятно, в целом хондритовый состав. После повышения температуры хондритового вещества (\sim перидотитов) до солидуса в присутствии воды началось широкое выделение андезитовой магмы и ее излияние на первичную поверхность Земли, приведшее к образованию ранней континентальной коры. В последующее геологическое время андезитовая кора была дифференцирована, нижняя ее часть, насыщенная кремнеземом и содержащая некоторое количество воды, была частично расплавлена и при этом, возможно, образовалась гранитная магма. Вещество, оставшееся после выплавления гранитной магмы, имело основной состав и соответствовало, по-видимому, гранулитам. В последующие геологические эпохи мантия обеднялась водой, широкое продуцирование андезитовой магмы прекратилось, а при плавлении обезвоженной части мантии возникали базальтовые магмы.

Экспериментальные исследования Н. И. Хитарова и др. (1972) показали, что эволюция толеитовых магм при их постепенном охлаждении на глубинах более 60—65 км должна привести к обогащению расплава кремнеземом с образованием магм среднего и кислого состава и отделением твердых остатков в виде пироксенитов, гранулитов, эклигитов и лерцолитов.

Такова общая картина начальной дифференциации хондритового вещества, появления земных оболочек и основных типов магматических пород. В настоящее время мы имеем дело с результатом глубоко зашедшей дифференциации вещества в процессе формирования земной коры. Участвующие в ее строении магматические, осадочные и метаморфические породы в деталях отражают все разнообразие структурно-фациальных условий, в которых они формировались.

Разнообразны и структурно-фациальные условия образования месторождений полезных ископаемых. При этом для одних типов месторождений устанавливается достаточно тесная пространственная и генетическая связь с ассоциациями горных пород, образовавшихся в сходных геологических и физико-химических условиях, т. е. с геологическими формациями, для других она менее определена и даже проблематична. Поэтому для прогнозирования и оценки месторождений чрезвычайно важно знать, какие же факторы являются главными в создании условий для накопления полезного ископаемого, какое сочетание этих факторов приводит к образованию его промышленных концентраций. Обзор уже накопившихся сведений относительно закономерностей образования месторождений полезных ископаемых и их связей с основными тектоническими элементами земной коры и геологическими формациями позволит, если не решить, то по крайней мере наметить пути решения этой проблемы в целом.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С ПОДКОРОВОЙ МАГМОЙ

Определяющая роль магматизма при формировании эндогенных месторо-

ждений и зависимость вещественного состава руд от состава рудопродуцирующей магмы особенно хорошо видна на примере группы полезных ископаемых, связанных с подкоровыми ультраосновными и базальтоидными магмами.

Титаномагнетитовые руды гистеромагматического и частично сегрегационного типов связаны с интрузивными комплексами пород габброидной магмы. Месторождения этих руд формировались в зонах глубинных разломов на ранних стадиях развития геосинклиналей (Урал-Кусинское, Чернореченское, Медведевское, Копанское, Ивановское и другие месторождения), а также при тектоно-магматической активизации докембрийских щитов (месторождения Волыни, оз. Сенфорд, Лиганга, Бушвелд и др.). Средний химический состав габброидных массивов характеризуется повышенным содержанием титана (TiO_2 3,19 вес. %) и низкой концентрацией магния (MgO менее 4 вес. %).

Медно-титаномагнетитовые руды выявлены в более меланократовых разностях пород ($MgO \sim 6$ вес. %) на Урале — в Волковском габброидном массиве, в Калифорнии — в норитах плутона, сложенного породами от габбро до кварцевого диорита, в штате Мичиган (США) — в лавовых потоках базальтов кьюинноусской свиты. Оруденение представлено вкрапленностью титаномагнетита, ильменита, борнита, халькопирита и других минералов.

Титаноносные магмы относятся к самым бедным магнием разностям магм базальтоидного ряда. По мнению А. П. Лихачева (1973), образование этих магм происходило при сравнительно невысоких температурах и повышенных концентрациях летучих за счет наиболее легкоплавкой части мантийного вещества, поч-

ти не затрагивая его сульфидной части.

Медно-никелевые сульфидные руды ликвационного типа генетически связаны с интрузивами базит-гипербазитовых формаций (М. Н. Годлевский, 1975 г.), но образовавшая их магма более магнезиальна, чем титановосная. Месторождения приурочены к придонным частям сложнодифференцированных лакколлитов, лополитов, силлов и других тел, образовавшихся в спокойной обстановке докембрийских щитов или платформенных чехлов. Интрузивные массивы нередко характеризуются псевдостратифицированным строением от пикритов и оливиновых габбро внизу до базолитовых габбро-долеритов и ферродиоритов вверху. При этом богатые и обогащенные медью руды месторождений Дулутского плутона, массива Инсизва, Норильского района и др. ассоциируются с менее магнезиальными комплексами пород (MgO 8—12 вес. %), а носителями существенно пирротиновых, бедных медью руд (месторождения Кольского полуострова, Садбери, Томсон и др.) являются интрузивы более магнезиального состава (MgO 24—25 вес. %). Возможно, в первом случае при плавлении мантии в расплав входила вся ее сульфидная часть, во втором — плавлению при более высокой температуре подвергалась та часть мантии, из которой предварительно была вынесена легкоплавкая фракция с богатой медью сульфидной частью (Лихачев, 1973).

Хромитовые руды сегрегационного и гистеромагматического генезиса находятся в интрузивных массивах, в строении которых гарцбургиты преобладают над дунитами. Эти массивы формировались главным образом на ранней стадии развития геосинклиналей вдоль глубинных разломов, достигавших перидотитового слоя.

Платина и платиноиды приурочены к дунитам, перидотитам и пироксенитам. Подмечена следующая закономерность — среди дунитов залегают руды, для которых типична ассоциация самородной платины с хромшпинелидами, для перидотитов наряду с названной ассоциацией или отдельно от нее характерны концентрации осмистого иридия, а в пироксенитах самородная платина ассоциирует с титаномангнетитом.

Ультрамафические ($MgO > 25$ вес. %) платиноносные и хромитовосные массивы рассматриваются как продукты мантийного вещества, лишённого легкоплавкой части и сульфидной фракции. Экспериментальные работы И. Мак-Грегора, показавшие неустойчивость шпинели при температурах, превышающих 1100—1200°С, позволили А. П. Лихачеву (1973) предположить, что хромитовосные массивы представляют собой продукты частичной выплавки дунит-перидотитового слоя мантии, а хромит-платиноносные массивы — оставшийся от этой выплавки материал, достигший верхних горизонтов земной коры.

Апатит-магнетитовые гистеромагматические руды с более поздними скарновыми и пневматолитовыми образованиями обязаны своим происхождением габбро-сиенитовым и сиенит-диоритовым дифференциатам основных магм ранней, возможно средней, стадии развития геосинклинальных зон.

Апатитовые руды также гистеромагматического происхождения в Хибинском массиве щелочных пород пространственно приурочены к ийолит-уртитам, заключенным между более ранними хибинитами, образующими внешнюю зону массива, и более поздними нефелиновыми сиенитами, слагающими его внутреннюю часть.

Лопаритовые руды, держащие минералы ниобия, тантала, циркония, титана и редких земель, подчинены дифференцированному фойяит-уртит-луавритувому комплексу, который вместе с другими щелочными породами образует конусообразный лополит герцианского возраста в пределах Кольско-Карельского щита.

Промышленные алмазы находятся среди ультраосновных-щелочных пород кимберлитов, которые образуются в платформенных условиях в результате проникновения ультраосновной магмы из верхней мантии в верхние малопроницаемые части земной коры. Значительные содержания углерода и большое количество газов, создающих высокие давления, обеспечивают появление алмазов. Ю. М. Шейнманн подчеркивает малую дифференциацию магмы кимберлитов, которые обычно представлены щелочными перидотитами. А. С. Варламов предполагает процессы гибридности и поглощения магмой углистого вещества и углеводородов в промежуточных магматических камерах, что, по его мнению, и вызывало рост давления. Кроме алмазов с кимберлитами связаны небольшие проявления флогопита и изредка карбонатиты с присущей им минерализацией.

Карбонатиты ассоциируют главным образом с интрузивами центрального типа, представленными сложными комплексами пород от ультраосновных до щелочных. Их контролируют зоны глубинных разломов, разделяющих платформы и складчатые области, развитые в крайних частях платформ и в областях завершённой складчатости, а также рифтовые зоны внутренних частей платформ. При этом ультраосновные породы благоприятны для локализации в них месторождений титаномагнетита, флогопита и перовскита; нефелин-пироксеновые и мелили-

товые породы вмещают флогопитовые месторождения; карбонатиты и магнетит-апатитовые породы — месторождения редких металлов (ниобия, тантала), апатита, железа, меди.

Таким образом, характер магматизма, имеющего подкоровый источник, зависит от тектонических условий его проявления. Связанные с ранней стадией геосинклинального развития земной коры подкоровые ультраосновные и базальтоидные магмы носят щелочноземельный характер, а главные полезные ископаемые, продуцируемые ими, — это хромиты, платина и платиноиды, титаномагнетиты. Относительно спокойные платформенные условия развития земной коры способствуют, с одной стороны, дифференциации проникающих в нее мантийных магм, а с другой — обуславливают их щелочной характер. Это, в свою очередь, определяет появление ликвационных медно-никелевых месторождений, связанных с сильно дифференцированными габбро-норитовыми массивами, а также редкометалльных, апатитовых и флогопитовых месторождений, ассоциирующих с щелочными и ультраосновными-щелочными породами, слагающими дифференцированные интрузивные массивы. Слабая проницаемость материковой земной коры создает условия для появления кимберлитов и заключенных в них алмазов, кристаллизующихся при очень высоких давлениях.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ОБУСЛОВЛЕННЫЕ ЭКЗОГЕННЫМИ ПРОЦЕССАМИ

Гидросфера, атмосфера и биосфера обуславливают целый ряд физических (механических), химических и химико-биологических процессов, воздействие которых на горные породы приводит к их разрушению

и экзогенной дифференциации вещества в природе.

Механическая сортировка обломочного материала с отделением мелких и наиболее легких частиц от более крупных и тяжелых начинается уже при транспортировке этого материала на водосборных площадях и продолжается в конечных водоемах, где набор кластических отложений последовательно изменяется от прибрежных грубозернистых ко все более тонкозернистым внутренним частям водоемов. Большая плотность многих рудных минералов и разная их транспортабельность предопределяют петрографический тип и фациальную обстановку накапливающих их осадков: делювий, аллювий, прибрежно-пляжевые полосы морей и озер.

Минеральный состав россыпей ближнего сноса отличается богатством слагающих их минералов — бадделеит, лопарит, пироксид, эвксенит, колумбит-танталит, ксенотим, самарскит, фергусонит, киноварь и др. К русловому аллювию, к его грубозернистой базальной зоне приурочены россыпи более транспортабельных минералов — олова, платины, золота.

Россыпи водоемов формируются по берегам озер, морей, океанов, т. е. там, где песчаные осадки находятся под воздействием волнений, производящих гранулометрическую и минеральную сортировку частиц. Здесь встречаются россыпи наиболее транспортабельных минералов — циркона и монацита, нередко ассоциирующихся с ильменитом и рутилом, магнетитом, хромитом, гранатом, силлиманитом, титаномагнетитом, реже золотом, касситеритом, алмазами.

Химическое выветривание, характерное для областей гумидного климата, развивается стадийно (Страхов, 1963). В начальную стадию в условиях окислительной и щелочной сред выносятся легкораствори-

мые сульфиды и хлориды калия, натрия, кальция, магния, карбонаты щелочных и щелочноземельных металлов. Одновременно гидролизуются силикаты и алюмосиликаты и вымываются натрий, калий, магний, кальций и кремнезем (в некоторой степени это относится и к Mn^{2+} , удаляемому в виде углекислой соли). В целом кора выветривания на щелочной стадии обогащается железом, алюминием и титаном. В более позднюю — кислую стадию наряду с продолжающимся разрушением алюмосиликатов и выносом оснований и кремнезема начинают мигрировать окислы титана. Одновременно с выносом происходит значительное перераспределение и локальное накопление железа и алюминия.

При переносе растворенный материал в значительной мере отделяется от взвешенного и влекомого кластического и практически почти нацело удаляется с водосборных площадей в конечные водоемы стока. В последних происходят не только механическая, но и химико-биологическая седиментация, а также диagenез осадков, что приводит к возникновению большого разнообразия петрографических типов отложений, которые условно подразделяются на три группы: 1) терригенные отложения, на 95% и более сложенные частицами, принесенными в водоем в готовом виде; 2) аутигенные осадки, на 95% и более образованные минералами, возникшими химическим или биогенным путем из растворов; 3) терригенно-аутигенные накопления, образованные в изменяющихся количествах (от 5 до 95%) терригенным материалом и дополняющим его до 100% — аутигенным.

Характер осадков в первую очередь определялся тектоническим режимом седиментационной области (Страхов, 1963). Тектонически активные регионы отличаются не

только большими массами смываемого с водосборов материала, но и особенно большой долей в них обломочных частиц. В регионах, тектонически мало активных, одновременно с резким уменьшением абсолютных масс поступающего с водосборов осадочного материала особенно резко убывает доля кластических частиц, которые начинают уступать массам растворенных компонентов. Осаждение растворенных веществ из морской воды осуществляется химическим и биогенным путями, а также сорбцией вещества уже имеющимися в воде твердыми частицами — коллоидными мицеллами. В первую очередь уходят в осадок труднорастворимые и биологически активные соединения Al, Fe, Mn, P, CaCO₃, MgCO₃, SiO₂ и ряда малых элементов V, Cr, Ni, Cu, Pb, Zn. Легкорастворимые и биологически инертные соединения NaCl, CaSO₄, MgSO₄, S₂ (частично), B, F и др. остаются в растворе и накапливаются в морской воде.

Руды алюминия — бокситы проявляются в следующих формационных условиях. В тропической влажной зоне разложение алюмосиликатных пород приводит к формированию латеритного, преимущественно гидроаргиллитового типа бокситов в коре выветривания.

В случае эрозии латеритных бокситов речной сетью делювиальные и аллювиальные отложения верховьев небольших рек могут быть насыщены обломками бокситов. Иногда такие отложения разрабатываются, однако практическое значение этих месторождений незначительно.

Наибольшее число месторождений осадочных бокситов формировалось в конечных водоемах стока — озерах и особенно морях. Морские бокситы приурочены к краевым частям бассейнов, отвечающим верхним частям шельфа. Как правило, они залегают на закарстованной по-

верхности рифогенных пород. Внизу располагаются красные бокситы, не содержащие обычно остатков морской фауны и являющиеся частично континентальными образованиями прибрежной полосы, а частично отложениями сильно опресненных лагун. Выше, на сглаженной поверхности красных бокситов, иногда с признаками размыва, залегают серые, черные или зеленые более бедные глиноземом бокситы с лептохлоритами, сидеритом, пиритом, а также с раковинами морских организмов. Эти бокситы — существенно диаспоровые с большей или меньшей примесью бёмита. Вверх по разрезу они постепенно сменяются толщей морских глин или карбонатных пород.

Железные руды, по образному выражению Н. М. Страхова (1963), в сравнении с бокситами в главной своей массе заметно сдвинуты в море. Причина этого — большая геохимическая подвижность железа. Руды коры выветривания развиваются только при наличии специфического субстрата — ультраосновных пород, богатых железом, а также Mg и Ca, поддерживающих щелочную среду, фиксирующую железо.

Среди аллювиальных отложений помимо незначительных гидрогетитовых накоплений известны достаточно крупные аллювиально-делювиальные гидрогетит-шамозит-сидеритовые месторождения (Лисаковское, месторождения Северного Приаралья). Но главной областью формирования железных руд является периферическая зона морей, отвечающая шельфовой площадке. Здесь существуют два литологических ряда рудовмещающих пород — терригенный и известковый. В первом руды протягиваются из зоны морских песков в алевритовую полосу и выклиниваются в зоне отложения глин. В карбонатном ряду они начинаются в слабоизвестковых песках,

переходят в известковые алевриты и заканчиваются в известняках. По простиранию железорудные горизонты прослеживаются на расстоянии до 100 км, вкрест простирания — до 18—20 км.

В песчаной зоне пласта широко развит гидрогётит (или гематит), с которым ассоциирует шамозит; сидерита мало. В алевритовой зоне количество гидрогётита резко понижается в результате его превращения в хлориты и сидериты. В самой пелагической части рудного пласта преимущественное развитие приобретает сидерит.

Наиболее благоприятны для отложения руд заливы, бухты, островные моря со сложными очертаниями береговой линии, нередко руды накапливались в западинах дна. Н. М. Страхов подчеркивает, что оолитовые руды железа являются типичными хемогенными образованиями, и в процессе диагенеза концентрация железа в рудном пласте не изменялась.

Соединения марганца в условиях земной поверхности характеризуются еще большей геохимической подвижностью по сравнению с соединениями железа. Рудных накоплений марганца в коре выветривания обычных пород не встречается. Единственным практически значимым типом его накоплений являются морские руды. По сравнению с железорудными марганцевые месторождения сдвинуты в пелагическую зону и тяготеют к более тонким алевритовым и глинистым осадкам, нередко ассоциируя с глинами, обогащенными опаловым кремнеземом и опоками.

В распределении марганцевых руд по типам морских осадков замечаются те же два ряда, что и у железных руд, — терригенный и карбонатный. Чиатурское, Никопольское и Северо-Уральское место-

рождения, начинаясь в алевритовой зоне, спускаются в область глинистых и опоково-глинистых осадков, а Улетелякское — в область карбонатных отложений. При формировании марганцевых руд в диагенезе резко повышалась концентрация марганца в конкрециях по сравнению с вмещающей их рудной массой. Поэтому в данном случае Н. М. Страхов рассматривает диагенез как процесс рудообразующий и выделяет марганцевые месторождения в группу седиментационно-диагенетических.

Таким образом, бокситы, оолитовые железные и марганцевые руды представляют собой единый ряд месторождений, фациальные профили которых вследствие различной геохимической подвижности алюминия, железа и марганца смещаются от континента в сторону моря, хотя и не выходят из прибрежной рудообразующей зоны. Осадочные рудные накопления этих металлов возникают только за счет непосредственной поддачи вещества с континентов и только в зонах гумидного климата. В условиях аридного климата, по мнению Н. М. Страхова, гомологами руд алюминия, железа и марганца являются накопления меди, свинца и цинка.

Меденосные серии осадочных пород формировались, как правило, на фоне активного тектонического режима и в основном представлены песчаниками и алевритами, которым подчинены глинистые сланцы, аргиллиты, а также прослой детритусовых и пелитоморфных известняков. Обломочные отложения всегда относятся к ярко выраженному полимиктовому типу и обычно содержат большое количество обломков эффузивных пород и полевошпатовых зерен; в глинистых отложениях преобладают гидрослюды с примесью монтмориллонита. Для всех пород характерна

повышенная карбонатность (кальцит и доломит в цементе). Фациально-меденосные породы в редких случаях принадлежат к аллювию, обычно это дельтовые или прибрежно-морские отложения.

Накопления свинца и цинка по сравнению с накоплениями меди сдвинуты в сторону моря. Они локализованы главным образом в доломитах, известковистых доломитах, реже в доломитизированных известняках, формировавшихся в заливах, проливах и краевых частях несколько осолоненных морских бассейнов. Рудоносные доломитовые породы нередко характеризуются темной и темно-серой окраской, обусловленной обогащенностью их органическим веществом. Оруденение преимущественно накапливалось на склонах синеклиз, в краевых прогибах и миогеосинклиналиях. Благоприятным для накопления оруденения было соседство с устойчивыми областями поднятий, являвшихся долгое время поставщиком рудных элементов.

У. Асаналиев (1973) подчеркивает, что ритмическое строение рудоносных формаций и тесно связанная с этим многоярусность оруденения устанавливаются почти во всех районах Среднего Тянь-Шаня. В большинстве случаев рудоносная толща состоит из трех ритмосвит. Первая сложена терригенными или терригенно-карбонатными образованиями, вторая — доломитами и известняками, отвечающими стадии максимального распространения трансгрессии, третья — мергелями, глинистыми известняками, гипсами, ангидритами и различными солями, формировавшимися в регрессивную стадию развития тех или иных бассейнов.

Свинцово-цинковое оруденение всегда связано со второй известково-доломитовой ритмосвитой. При этом рудные залежи приурочены к тем пачкам и горизонтам, которые в це-

лом характеризуются повышенной концентрацией свинца и других сопутствующих элементов. Оруденение является продуктом мелководных осадков с застойными условиями в илу и обычно локализуется в участках перехода от красноцветных пород к карбонатным или от известковых и известково-мергелистых — к доломитовым.

Осадочные руды фосфора — руды исключительно морского происхождения, формировавшиеся в средней и нижней частях шельфа. В плоских эпиконтинентальных морях платформ с ничтожным наклоном дна фосфатонакопление занимало широкую полосу (до 150—200 км), в геосинклиналиях с их резким наклоном дна — более узкую зону (до 30—40 км). Н. М. Страхов отмечает, что петрографические типы пород, вмещающих фосфаты, весьма близки к тем, в которых возникали железорудные накопления, с той, однако, разницей, что последние приурочены к заливам, бухтам и островным участкам моря, а фосфатные отложения находятся на открытых участках шельфа.

Фосфориты гумидных зон низкокачественные, в основном желваковые, реже маломощные пластовые и очень редко ракушечно-зернистые. Процессы концентрирования фосфора в осадках гумидных зон выражены слабо, они не достигали той интенсивности, какая наблюдается в отложениях аридных зон. В последних на первый план выступают пластовые высококачественные накопления фосфоритов оолитового, микрозернистого или зернистого строения. Фосфатонакопление здесь часто сочеталось с доломитообразованием или с накоплением кремнистых пород. Терригенные породы, вмещающие фосфаты, нередко становятся красно- и пестроцветными; вблизи фосфатоносных пород появляются гипсы.

Рассматривая фациальные профили накоплений фосфора, а также CaCO_3 , MgCO_3 и SiO_2 , Н. М. Страхов подчеркивает, что эти профили перестают отражать геохимическую подвижность элементов и начинают отражать в первую очередь биологические закономерности размещения организмов в морских бассейнах. Накопление Р, CaCO_3 , MgCO_3 и SiO_2 происходило не в результате использования веществ, непосредственно вносимых в бассейн речными артериями, а за счет их огромных запасов в гидросфере; речной сток, так же как и гидротермы вулканических областей, лишь пополняли эти запасы.

Краткий обзор процессов экзогенной дифференциации и седиментации земного вещества показывает, что механизм образования осадочных месторождений полезных ископаемых весьма сложен и обусловлен многими факторами. По данным Н. М. Страхова, седиментационное и седиментационно-диагенетическое рудообразование зависит от пяти факторов: 1) интенсивности химико-биогенной садки рудного компонента, обусловленной в одних случаях резко увеличенным поступлением его с берега, в других — интенсивным использованием его запасов из водной массы бассейна; 2) гидродинамического режима и палеогеографии района усиленной садки рудного компонента; 3) интенсивности разбавления приносимым с берега терригенным материалом; 4) контролирующего влияния процессов перегруппировки веществ при диагенезе рудного осадка; 5) перемыва рудного пласта с выносом из него терригенного материала.

Рудообразование достигает наибольшей силы при согласованном действии всех пяти факторов. При разное в характере их работы положительное влияние одного фактора в значительной мере гасится

отрицательным воздействием другого. В результате в лучшем случае возникает низкокачественная руда, в худшем — рудообразование останавливается на стадии незавершенного, слабого, зачаточного процесса.

Месторождения разных полезных компонентов формировались в определенных структурно-фациальных условиях и связаны с определенными петрографическими типами пород. Естественные ассоциации пород, образовавшихся в сходных геологических и физико-химических условиях, называют геологическими формациями. Месторождения сингенетические и сингенетически-эпигенетические безусловно являются составными частями тех геологических формаций, в которых они находятся. Следовательно, экзогенные месторождения, характеризующиеся сходными полезными компонентами или минеральными ассоциациями и структурно-фациальными условиями образования, можно объединять в определенную рудную формацию и рассматривать ее как часть геологической формации, возникающую в специфических условиях, благоприятных для накопления полезного компонента. Рудная формация содержит крупные и мелкие месторождения с богатыми и бедными рудами промышленного значения или не пригодными для добычи по тем или иным причинам. В целях прогнозирования и оценки месторождений той или иной формации необходимо наиболее полное выявление факторов, положительно и отрицательно влияющих на рудонакопление.

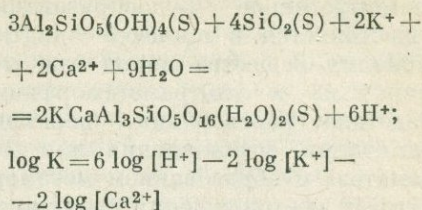
Значение экзогенной дифференциации земного вещества не ограничивается только образованием полезных ископаемых осадочного или вулканогенно-осадочного генезиса. Возникновение пород принципиально иного состава в результате дифференциации вещества в бассейнах

стока безусловно оказывало очень большое, а порой и определяющее влияние на характер палингеного магматизма. Главнейшими типами осадочных пород, развитых на континентах, являются глинистые, песчанниковые и карбонатные, распространенные, по данным Ф. Д. Петиджона (1949 г.), в количествах, относимых как 2,9 : 1 : 1. В бассейнах терригенного профиля глины образуют большую часть морских отложений, располагаясь в центральных частях водоемов, а также в заливах.

Сопоставляя средние химические составы осадочных и изверженных пород, Я. Мияки (1969 г.) установил, что осадочные породы относительно обогащены кальцием и кремнием и обеднены щелочными металлами, алюминием, железом и магнием. Однако, говоря о щелочных металлах, Я. Мияки не отметил того обстоятельства, что осадочные породы в основном обеднены натрием при незначительном уменьшении содержания калия. Отношение $K : Na$ в среднем составе осадочных пород примерно равно 1,5 : 1, в то время как в среднем составе магматических пород оно 1 : 1,5. Сравнивая составы главных типов пород, образовавшихся из подкорковых магм, с составами терригенных пород, нетрудно убедиться, что последние относительно обогащены SiO_2 и K_2O и обеднены $Fe_2O_3 + FeO$, TiO_2 , MgO , Na_2O и CaO . Содержание Al_2O_3 в глинистых породах заметно, а иногда значительно повышается. Резкое преобладание K_2O над Na_2O наблюдается во всех типах глинистых пород, за исключением монтмориллонитового.

К. Е. Вевер (Weaver, 1967) вслед за Л. Г. Силленом объясняет процесс обогащения глинистых осадков калием тем, что глинистые частицы, образовавшиеся в пресноводных условиях, попадая в морскую воду,

вступают с ней в ионно-обменную реакцию по следующей схеме:



и обогащаются, таким образом, калием. Т. В. Билибина и др. (1973 г.) вслед за А. В. Сидоренко подчеркивают, что интенсивность изменения химического состава осадочных пород нарастает, как правило, от архей к позднему протерозою и выражается в уменьшении средних содержаний Na , Mg , Al , величины $\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$ и увеличении содержаний K и величин $\frac{K_2O}{Na_2O}$ и $\frac{CaO}{MgO}$ при инверсии $Fe_{общ}$ и $\frac{Fe_2O_3}{FeO}$.

Эта направленность в изменении химического состава осадочных пород, большое разнообразие их типов, сформировавшихся в результате процессов экзогенной дифференциации, принципиально иное соотношение щелочных металлов, кремнезема, глинозема, кальция и ферромагнезиальных компонентов в них, а также варьирующие в широких пределах сочетания терригенных, аутигенных и терригенно-аутигенных пород в разрезах осадочных толщ не могли не оказать влияния на магматизм, зарождавшийся и развивавшийся в земной коре, на многообразие его химизма и продуцируемых им полезных ископаемых.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕТАМОРФОГЕННОГО ГЕНЕЗИСА

Метаморфизм в процессах дифференциации вещества земной коры занимает определенное место, поскольку после осадочной дифференциации

является переходным этапом к процессам гранитизации и полигенеза. Метаморфогенное рудообразование осуществляется в процессе дифференциации вещества пород при метаморфизме и ультраметаморфизме вследствие растворения, перекристаллизации, выплавления или метасоматоза с образованием метаморфогенных месторождений трех типов (Белевцев, 1974).

Метаморфизованные месторождения сформировались в результате перекристаллизации осадочных или вулканогенных пород, богатых рудными компонентами. В этих месторождениях концентрация металлов является дометаморфической (седиментационной или вулканогенной). Метаморфизм изменяет первичную минеральную форму элементов, во многих случаях определяющую промышленное значение месторождения (магнетит, графит, гематит, силлиманит и др.).

Метаморфические месторождения образовались при перекристаллизации осадочных и вулканогенных пород вследствие метаморфической дифференциации, перемещения рудных элементов в пределах метаморфизируемой толщи и обособления рудного материала в благоприятных рудовмещающих структурах.

Ультраметаморфические месторождения возникли под воздействием потока постгранитизационных растворов по узким смятым зонам, где формируются полирудносных пегматитов и диафторитов.

На основании аналитических и экспериментальных данных Я. Н. Белевцев приходит к выводу, что при региональном динамотермальном метаморфизме в породах происходило грандиозное перемещение рудных элементов, которое возрастало для большинства элементов с усилением процессов метаморфизма. Перемещение рудогенных эле-

ментов при метаморфизме во многих случаях достигало 60—70% от первоначального их содержания в породах. Такая общая закономерность выноса металлов при усилении метаморфизма усложняется тем, что некоторые металлы вследствие геохимических особенностей накапливались в отдельных метаморфических фациях. Никель, ванадий и цирконий проявляют тенденцию к накоплению в гранулитовой и частично амфиболитовой фациях; железо, медь, золото, свинец, цинк концентрируются преимущественно в породах зеленосланцевой фации; ванадий, сера, уран — в породах амфиболитовой фации.

По мере перехода от зеленосланцевой к гранулитовой фации метаморфизма изменяется флюидный состав, что вызвано уменьшением на один-два порядка содержания H_2O , Cl , S , B и увеличением содержания C_2H_6 , H_2 , CH_4 и CO . Таким образом, с усилением метаморфизма флюиды приобретают все более восстановительный характер, в гранулитовой фации они имеют углеродистый состав, H_2 , CH_4 и C_2H_6 преобладают над H_2O и это определяет подвижность рудогенных элементов.

С различными формациями докембрийских метаморфических толщ связаны месторождения железа, золота, урана, свинца, цинка и некоторых других полезных ископаемых.

Железисто-кремнистые формации и подчиненные им месторождения магнетитовых кварцитов — характернейшая особенность метаморфических толщ докембрия. В составе железисто-кремнистых формаций выделяются осадочные и вулканогенные образования, связанные постепенными переходами как по простираанию, так и по вертикали. Количественные соотношения между вулканогенным и осадочным материалом в формациях определяют их принадлежность к трем основным типам (Г. Н. Каляев, 1970 г.): 1) терригенно-осадочному,

2) вулканогенно-осадочному, 3) вулканогенному. Структурно-стратиграфическое единство с другими метаморфическими формациями докембрия является веским аргументом в пользу осадочно-метаморфического или вулканогенно-осадочно-метаморфического происхождения магнетит-содержащих пород и связанных с ними месторождений магнетитовых кварцитов.

Широкое развитие этих образований в докембрии и исчезновение их в фанерозе объясняются особенностями докембрийских вулканических процессов и составом гидро- и атмосферы (Н. М. Страхов, 1947, 1956, 1962 гг.; Я. Н. Белевцев, 1955, 1957 гг.; Н. А. Плаксенко, 1966 г.; и др.). Структурные или стратиграфические условия залегания рудных тел магнетитовых кварцитов, связанных с разными типами железисто-кремнистых формаций, различны. Поэтому важнейшей задачей исследования железисто-кремнистых формаций является реконструкция литологии исходных пород, определение доли участия в них вулканогенных фаций и источника рудного вещества. Именно эти вопросы вызывают наибольшую дискуссию среди исследователей. Такие же задачи стоят и при исследовании других полезных ископаемых, связанных с метаморфическими толщами пород.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С ГРАНИТНОЙ МАГМОЙ

С гранитной магмой генетически связаны послемагматические месторождения молибдена, вольфрама, олова, бериллия, висмута, золота, серебра, кобальта, цезия, лития, мусковита, частично тантала, ниобия, свинца и цинка, бора и некоторые другие. Критериями такой связи являются пространственная и структурно-тектоническая сопряженность месторождений определенных типов

и определенных полезных ископаемых с конкретными магматическими формациями, близость их геологического возраста, сходство геохимических особенностей, в ряде случаев температурная зональность месторождений относительно магматических образований, зависимость масштабов оруденения от морфологии верхней поверхности плутонов и их размеров.

Рудоносны интрузивы различных типов, кристаллизующиеся в широком диапазоне глубин, структурных и геотектонических условий. При этом физико-химические условия переноса и отложения рудогенных элементов варьируют в широком интервале температур и давлений, градиентов охлаждения и скоростей процессов дегазации магмы — от пегматитовых на глубинах 6000—8000 м и более до близкоповерхностных в риолитах.

Л. В. Таусон (1974 г.) выделяет среди гранитоидов следующие геохимические типы: кислые дифференциаты селективных базальтоидных выплавов из мантийного вещества (плагииграниты толеитового ряда, плагииграниты известково-щелочного ряда, агапитовые редкометалльные граниты и граниты монцититового ряда), палингенные гранитоиды, образовавшиеся в результате плавления корового вещества (известково-щелочные, плюмазитовые редкометалльные, щелочные, щелочные редкометалльные), и ультраметаморфические гранитоиды, рассматриваемые как результат селективной выплавки из сильно метаморфизованного силикатного материала в глубинных зонах земной коры. По мнению Л. В. Таусона, рудная продуктивность гранитных магм определяется масштабами и интенсивностью процессов эманационной дифференциации магматического вещества и условиями дегазации магматических очагов на поздне- и постмагматических стадиях развития.

Определяющая роль состава магмы и условий ее кристаллизации отчетливо видна при рассмотрении многих плутогенных месторождений и в первую очередь пегматитовых. С последними связаны разные полезные ископаемые — мусковит, литий, бериллий, цезий, тантал, олово и пьезооптическое сырье. Г. Г. Родионов, А. Г. Бушев, Е. Н. Калугин (1972) считают, что пегматитовые гравиты, образуя единую ветвь, характеризующуюся лейкократовым составом, повышенным содержанием щелочей, кремнезема и глинозема, существенно различаются между собой термодинамическими условиями становления и составом. От наиболее глубинных слюдоносных гранитов ($p = 6-8$ тыс. кг/см², $t = 475-530^\circ \text{C}$) к менее глубинным редкометальным и хрусталеносным увеличивается содержание калиевого полевого шпата и кварца за счет уменьшения количества плагиоклаза, возрастает содержание кремнезема и окислов железа и падает содержание глинозема и окиси кальция.

Главенствующая роль тектономагматических процессов отчетливо проявилась при формировании послемагматических месторождений меди, молибдена, вольфрама, тантала, ниобия, бериллия и олова.

Месторождения медно-молибденовых руд формировались в позднеорогенную стадию развития геосинклиналей, и большая их часть находится в эвгеосинклинальных зонах, главным образом в геоантиклинальных структурах и их ближайшем обрамлении, а также в зонах стыка разновозрастных складчатых систем и иногда активизированных срединных массивах. Размещение этих месторождений определяется следующими факторами: 1) пространственной и генетической связью с плутонами, в строении которых участвуют монцититы, гранодиориты, граниты, диориты, габбро, сиениты и горнблендиты; 2) про-

странственной и, по-видимому, парагенетической связью с небольшими штоками и дайками порфировых пород; 3) зонами разломов, согласными с общим простиранием складчатых структур и поперечными к ним.

Месторождения молибденовых руд связаны с процессами активизации консолидированных участков земной коры, которые начинались образованием крупных поднятий и наложенных впадин, заполнявшихся отложениями молассового типа. Оруденение расположено в поднятиях и обрамлении впадин, где генетически и пространственно связано с плутонами, сложенными преимущественно биотитроговообманковыми гранитами и гранодиоритами при подчиненной роли граносиенитов, монцититов и диоритов, развитых в сравнительно узких эндоконтактных зонах.

Месторождения вольфрам-молибденовых руд формировались в связи с субсеквентным развитием областей и эпиплатформенной орогенией, когда на фоне блоковых движений небольшой амплитуды накапливались вулканиты среднего, щелочного и кислого состава. Месторождения ассоциируют с апикальными частями плутонов, сложенных лейкократовыми гранитами и прорванных дайками порфировых пород. Магмы, продуцирующие молибденовые месторождения перечисленных типов, характеризуются повышенной щелочностью.

Месторождения оловянных и вольфрам-оловянных руд связаны с позднеорогенным и субсеквентным развитием складчатых областей, с процессами активизации консолидированных участков земной коры, которые начинались образованием крупных поднятий и наложенных впадин, заполнявшихся отложениями молассового или молассоидного типов, а также с процессами отраженной активизации. Рудопродуцирующими

являются интрузивы существенно калиевых гранитоидов, насыщенных летучими, среди которых главную роль играют вода и фтор. Первые фазы интрузивов представлены преимущественно биотитовыми гранитами, а поздние дифференциаты — лейкократовыми и аляскитовыми гранитами часто повышенной щелочности, с высоким содержанием лития и рубидия. Плутоны, сложенные этими гранитами, распространены, как правило, в толщах терригенных, вулканогенно-терригенных и карбонатно-терригенных пород. Наряду с указанными гранитами источником оловянного оруденения некоторые исследователи (Л. В. Таусон, В. А. Барсуков, М. Г. Руб, И. Н. Говоров и др.) считают гранитоиды монзонитового ряда.

Кроме названных на поздне- и постороженном этапах развития складчатых областей, а также в связи с тектоно-магматической активизацией возникают еще два ряда рудоносных гранитов — нормальный известково-щелочной, с которым связаны преимущественно месторождения вольфрама, и щелочной, с которым ассоциировано в основном редкометальное (Be, Ta, Nb) оруденение.

При детальном изучении месторождений вышеперечисленных руд установлено, что ассоциации рудных компонентов в них зависят от характера материнского магматизма. Так, образование промышленной меди в ассоциации с молибденом логично объяснить специфическими чертами рудопродуцирующего магматизма, проявившегося в условиях эпигеосинклинальной орогении, характеризующейся тектоническими движениями большой амплитуды, вскрывающими вещество верхней мантии. Рудоносные плутоны, ранние фазы которых представлены основными породами, средние — гибридными и поздние — кислыми, сле-

дует рассматривать как результат зарождения на больших глубинах базитовой магмы, ее дальнейшей эволюции под влиянием усвоения кислого спалического материала (появление гибридных магм) и последующего образования гранитной магмы, по-видимому, корового происхождения. Таким образом, здесь мы имеем дело со смешанным магматизмом — подкоровым и коровым. Вероятно, первый был источником меди, второй — молибдена.

Умеренно кислый состав пород (роговообманковые граниты и гранодиориты), слагающих плутоны, материнские для месторождений монометаллических молибденовых руд, обусловлен не такими контрастными движениями блоков земной коры и менее напряженной тектоникой. Магма основного состава в образовании плутонов участия не принимала или ее значение было минимальным. Это явилось причиной исчезновения промышленной меди из рудного процесса и в то же время обусловило появление вольфрама в рудах, правда в количествах, обычно не имеющих практического значения.

Отличительная особенность вольфрам-молибденовых месторождений — процесс грейзенизации, сопровождающийся отложением фторсодержащих минералов и появлением бериллиевой минерализации. Вероятно, это связано в первую очередь с лейкократовым составом материнской магмы. Повышенная щелочность магматических расплавов, обеспечивающих накопление молибдена в послемагматическом процессе, неблагоприятна для образования галоидо-водородных кислот. В этих условиях соединения фтора хорошо растворимы и, следовательно, плохо улетучиваются. И поскольку основными носителями фтора в гранитоидах являются биотит (0, n — 2,0%) и роговая обманка (0, n%), в которых он замещает ион гидро-

ксила (К. У. Корренс, 1958 г.), можно предположить, что при образовании пород, богатых биотитом и роговой обманкой и характеризующихся повышенной щелочностью, не создавалось условий для широкой миграции фтора, и во время кристаллизации магмы он входил в состав названных минералов. В отличие от этого при кристаллизации лейкократовых гранитов фтор легко мигрировал и накапливался в постмагматических растворах, что и обеспечивало появление вольфрама и бериллия в рудном процессе, поскольку фтор является их переносчиком.

Во Франции граниты массивов Монтебра и Эшассьер являются типичными представителями редкометалльных гранитов щелочного ряда, сопровождающихся рудными концентрациями вольфрама, бериллия, ниобия и тантала. В то же время эти граниты обогащены фосфором, в связи с чем в них появляются литиевые фосфаты типа амблигонита — монтебразита, чем объясняются необычайно высокие средние содержания лития (1—2%).

Большое значение режима щелочей в магматическом процессе неоднократно подчеркивалось многими исследователями. Несомненно также влияние щелочности рудопродуцирующей магмы на характер постмагматических растворов, их режим кислотности — щелочности, на способность фракционного извлечения рудных элементов из магматического расплава и, следовательно, на вещественный состав отлагавшихся ими руд. Месторождения бериллия, тантала и ниобия обязаны своим происхождением гранитной магме высокой щелочности, а для месторождений молибдена рудопродуцирующей является кислая и умеренно кислая щелочноземельная магма с несколько повышенной щелочностью. При этом снижение щелочности магмы до нор-

мальной приводит к уменьшению роли молибдена в рудном процессе. Так, например, биотитовые граниты Горного Алтая, несущие молибден-вольфрамовую минерализацию, отвечают ряду пород щелочноземельный гранит — гранодиорит, по Р. Дэли. От лейкократовых гранитов, с которыми связаны вольфрам-молибденовые месторождения Центрального Казахстана, Западного Забайкалья и других регионов, эти граниты отличаются большим содержанием ферромагнетизальных компонентов и кальция, меньшей пересыщенностью кремнием и более слабой щелочностью. Эти отличия обусловили, по-видимому, в постмагматическом процессе горноалтайских месторождений резкий сдвиг в сторону вольфрамовой минерализации. Вследствие редуцированности ранней молибденовой стадии запасы триоксида вольфрама в этих месторождениях в 5—7 раз превышают запасы молибдена, т. е. это уже по существу вольфрамовые месторождения с попутным молибденом.

Известно, что оловоносные граниты характеризуются существенным преобладанием калия над натрием, и эта особенность четко отличает их от гранитов, с которыми связаны молибденовые месторождения (рис. 5). В то же время общеизвестна тесная геохимическая связь олова с бором, проявляющаяся и в региональном плане, и в рудном процессе. Последняя не только обуславливает постоянный парагенезис касситерита с турмалином, но также приводит к образованию комплексных бор-оловоносных минералов (гулсит, норденшельдин) и к изоморфному вхождению олова в борные минералы (людовигит — от 1%).

Учитывая то обстоятельство, что оловоносные плутоны, как правило, находятся среди терригенных, карбонатно-терригенных и эффузивно-терригенных толщ, отличительные

особенности оловоносных гранитов — резкое преобладание калия над натрием и бороносность — можно объяснить тем, что они образовались в результате процессов гранитизации терригенных отложений, наследуя в определенной мере геохимические особенности последних. Глинистые породы характеризуются резким преобладанием калия над натрием, что отразилось на отношении щелочных металлов в гранитах, образовавшихся за счет этих пород. Очевидно, этим же объясняется и бороносность рассматриваемых гранитов. В изверженных горных породах среднего и кислого состава бора содержится 15 г/т, а в осадочных породах (глинах, сланцах) — 100 г/т (Виноградов, 1962). По данным Г. Хардера, среднее содержание бора в глинистых сланцах 100 г/т, в песчаниках 35, в известняках 27 г/т. На более высокие содержания бора (310 г/т) в сланцах указывают К. Ранкама и Т. Сахама (1950 г.). Преобладающая часть оловоносных гранитов находится в районах развития песчано-сланцевых толщ, из которых в процессе гранитизации бор переходил в магму и в дальнейшем участвовал в послемагматическом рудообразовании.

Следовательно, характер кислых магм, существенно зависящий от геолого-тектонической обстановки, во многом определяет вещественный состав связанных с ними руд. Здесь наблюдается полная аналогия с магмами подкорового происхождения основного и ультраосновного состава и продуцированными ими полезными ископаемыми. В настоящее время этот вывод вряд ли может быть взят под сомнение, он становится одной из основных предпосылок прогнозирования месторождений минерального сырья. Он позволяет прогнозировать месторождения различных полезных ископаемых, а также оценивать территории, исходя из гео-

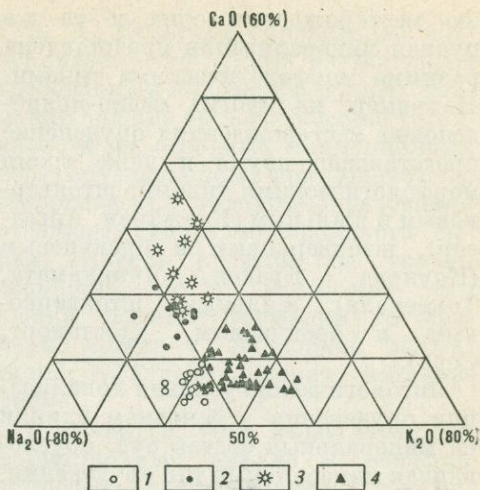


Рис. 5. Соотношение натрия, калия и кальция в оловоносных гранитоидах (составил В. Т. Покалов).

1 — лейкократовые граниты с вольфрам-молибденовым оруденением; 2 — амфибол-биотитовые гранитоиды с молибденовым оруденением; 3 — монзониты, диориты, граодиориты с медно-молибденовым оруденением; 4 — оловорудные граниты

логического строения, на те или иные виды минерального сырья.

Успех дела зависит от глубины наших знаний и геологической изученности территорий. Конечно, для образования промышленных магматогенных месторождений недостаточно только проявления благоприятного магматизма. Многие зависят от размеров магматической камеры, глубины застывания интрузива, его морфологии, структурных и физико-химических условий рудоотложения. На характер эндогенной минерализации большое влияние оказывает также и вмещающая среда. Однако это влияние сказывается главным образом на форме проявления и концентрации оруденения, а не на ассоциациях рудных компонентов. Структурные условия определяют морфологический тип оруденения: жильный, штокверковый, прожилково-вкрапленный, брекчиевый и др. При этом нередко на одном и том

же месторождения одна и та же рудная минерализация представлена разными морфологическими типами. Например, на многих медно-молибденовых месторождениях оруденение представлено двумя и даже тремя морфологическими типами: штокверковым и жильным (Каджаран, Айгедзор), штокверковым и брекчиевым (Коунрад, Браден, Чукикамата, Токвепала), жильным, штокверковым и брекчиевым (Дастакерт, Сора).

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

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

ко морфологических и минеральных типов оруденения.

При прогнозировании послемагматических месторождений различных видов минерального сырья следует обращаться к первопричинам их образования и пользоваться категориями, более крупными, чем минеральный и морфологический типы. Такой категорией является рудная формация, которая представляет собой производную определенной магматической (геологической) формации и объединяет месторождения с одинаковым набором главных рудных элементов или минеральных ассоциаций и близкими условиями их образования.

Однако существует довольно большая группа эндогенных месторождений (флюоритовые, сурьмяно-ртутные и др.), связь которых с магматическими процессами не устанавливается или устанавливается косвенно на основании анализа разностороннего материала. В этом случае при выделении рудных формаций большое значение приобретает анализ общих геологических и структурно-литологических условий рудообразования (В. А. Кузнецов, 1972 г.).

Учитывая особенности геологических связей экзогенных, магматогенных и оторванных от магматических процессов месторождений, можно предложить следующее наиболее общее определение рудной формации: *в рудную формацию необходимо объединять месторождения, характеризующиеся сходством главных рудных элементов или минеральных ассоциаций и геологических факторов, распределяющих их вполне закономерное размещение в земной коре и место в истории ее развития. Рудоносной формацией будет геологическая формация, производной или составной частью которой является соответствующая рудная формация.*

В названии рудной формации должны непременно фигурировать глав-

ные полезные компоненты. При этом названия минералов следует использовать в том случае, когда минералы являются конечным продуктом, потребляемым промышленностью (слюда, плакиновый шпат, асбест, пьезооптический кварц и др.). В большинстве случаев, когда из минералов извлекается тот или иной элемент, в названии рудной формации предпочтительнее указывать названия химических элементов — медно-молибденовая, вольфрам-молибденовая и др. В названиях рудных формаций вместе с названиями основных компонентов можно сочетать другие отличительные признаки, например медноколчеданная, медистых песчаников и т. д. Названия целого ряда рудных формаций уже устоялись и являются общепризнанными, поэтому их не всегда нужно пересматривать.

В. А. Кузнецов справедливо подчеркивает, что одним из основных требований к выделению рудных формаций должно быть требование устойчивости их основных формационных черт, обусловленных повторяемостью геологических условий образования отдельных видов минерального сырья. Вместе с этим не только возможна, но и неизбежна эволюция рудных формаций во времени вместе с эволюцией магматизма, осадконакопления, метаморфизма.

В связи со всем вышесказанным формационный анализ в решении вопросов распределения, прогнозирования и оценки минеральных месторождений является наиболее эффективным и предпочтительным перед всеми другими.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

В основе геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых лежат твердо установленные факты образования одновременно с рудными телами первичных ореолов рудообразующих и сопутствующих химических элементов в окружающих горных породах и более позднее развитие вторичных литохимических, водных и биохимических ореолов в процессе разрушения месторождений. Теоретические основы геохимических методов поисков заложены в трудах В. И. Вернадского, А. Е. Ферсмана, Б. Б. Полюнова, А. А. Саукова, В. М. Гольдшмидта, Н. М. Страхова, А. П. Виноградова, А. И. Перельмана, Н. И. Сафронова, А. П. Соловова и др., показавших, что миграционная способность химических элементов в зоне гипергенеза зависит как от свойств элементов, так и от внешних условий.

Главнейшими свойствами элементов, определяющими их миграционную способность, являются валентность, размеры радиусов ионов и атомов, поляризуемость ионов, ионный потенциал, рН осаждения гидроокислов, зависимость формы существования элементов от окислительно-восстановительного потенциала и др., от которых зависят агрегатное состояние элементов и их соединений, растворимость и устойчивость в растворах, способность сорбироваться на природных сорбентах. Внешние факторы миграции химических элементов — это геохимические и ландшафтно-климатические особенности окружающей среды: состав руд и вмещающих пород, ха-

рактер рельефа местности, соотношение между количеством атмосферных осадков и испаряемостью, температурный баланс и др.

Обе группы факторов действуют всегда совместно. При этом обычно называют три основных типа гипергенной миграции элементов: механический, физико-химический и биогенный. Последние два типа тесно связаны между собой, поскольку физико-химическая обстановка (щелочно-кислотные и окислительно-восстановительные свойства природных вод, их газовый состав и др.) во многом обусловлена деятельностью живых организмов. Микробиологическое разложение мертвых органических веществ приводит к образованию углекислоты, органических кислот, углеводородов и других химических соединений, обогащаясь которыми поверхностные воды приобретают высокую химическую активность и способность разрушать многие горные породы.

В настоящее время при поисках месторождений полезных ископаемых применяются или могут применяться три группы методов: 1) литохимические, основанные на выявлении первичных и вторичных ореолов месторождений в коренных породах и покрывающих их рыхлых отложениях; 2) гидрохимические, фиксирующие ореолы рудных элементов и элементов-индикаторов в подземных водах и открытых водотоках; 3) биохимические (или биогеохимические), обнаруживающие ореолы аномальных содержаний рудных элементов в растительных организмах биосферы.

ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Разрушение коренных пород приводит к формированию чехла рыхлых отложений, которые скрывают месторождения полезных ископаемых. Полезные компоненты коренного оруденения переходят в чехол рыхлых отложений и образуют в нем ореолы рассеяния различного генезиса — механические, солевые, газовые и смешанные, по А. П. Соловову. Среди них по взаимоотношениям с вмещающей средой различают сингенетичные и эпигенетичные, или наложенные, по степени доступности для обнаружения — открытые и погребенные. Ведущим геохимическим методом при поисках месторождений полезных ископаемых является литохимический метод по открытым вторичным ореолам. С его помощью решаются многие поисковые и оценочные задачи, начиная с выделения перспективных площадей при геологических съемках разных масштабов и кончая открытием месторождений, оконтуриванием их границ, выделением и прослеживанием по простиранию отдельных рудных тел и их прогнозной оценкой. Основной областью применения этого метода являются детальные и специализированные поиски масштабов 1 : 50 000 — 1 : 10 000. С успехом он используется при геологических съемках масштаба 1 : 200 000 и при разведке рудных полей (детальные металлотметрические съемки масштабов 1 : 10 000 — 1 : 2000).

Опыт работ в СССР показал, что при проведении поисковой металлотметрической съемки масштаба 1 : 50 000 обнаруживаются практически все месторождения и рудопроявления, представленные на дневной поверхности открытыми вторичными ореолами. Поиски месторождений полезных ископаемых по погребенным и резко ослабленным у дневной поверхности ореолам производятся пу-

тем металлотметрического опробования нижнего слоя рыхлых отложений, перекрывающих коренные породы, для чего проходят специальные скважины.

В процессе литохимических съемок по вторичным ореолам устанавливается большое количество геохимических аномалий, объективная оценка которых имеет первостепенное значение для направления поисково-разведочных работ и, следовательно, ускоряет открытие месторождений полезных ископаемых промышленного значения. Разбраковка металлотметрических аномалий производится исходя из оценки их геологического положения и продуктивности. В существенной мере этому способствует количественная их оценка, предложенная в трудах А. П. Соловова, Н. И. Сафронова, Р. И. Дубова, Е. М. Квятковского и др. Она основана на связи количества металла во вторичном ореоле с его количеством в рудном теле

$$q' = Kq,$$

где q' — количество металла в ореоле в слое мощностью 1 м;

q — количество металла в слое мощностью в 1 м рудного тела на выходе;

K — местный коэффициент пропорциональности.

Величина K может быть равна единице или иметь значение, большее или меньшее 1. В наиболее простом случае механического рассеяния, когда сумма вторично рассеянного металла равна его количеству в рудном теле, $K = 1$. Однако обычно наряду с механической составляющей вторичного ореола рассеяния присутствует его солевая составляющая. С увеличением ее доли возрастает сложность рассеяния элементов в рыхлых отложениях и соответственно усложняется оценка коренного оруденения. В этих случаях $1 > K > 1$, а конкретное его значение

для определенного элемента зависит от мощности рыхлых отложений, их физико-химического состава, положения ореола в рельефе и климата, т. е. от факторов, которые можно объединить общим понятием ландшафтно-геохимических условий миграции элементов при их вторичном рассеянии. В подчиненных ландшафтах, формирующихся в пониженных частях рельефа, возрастает роль солевой составляющей вторичного рассеяния как за счет привноса элементов с положительных форм рельефа (автономные ландшафты), так и за счет увеличения роли химического выветривания. Здесь формируются оторванные «ложные» ореолы рассеяния, сорбционно-солевые, ореолы накопительной концентрации и др. Количественная оценка по ним коренного оруденения затруднительна и в настоящее время разработана недостаточно.

Разработаны и дают несомненную практическую пользу количественные методы оценки вторичных ореолов рассеяния, формирующихся в элювио-делювиальных отложениях автономных ландшафтов. По природе эти ореолы остаточные, оценка их производится на основании определения продуктивности, по которой судят о промышленной значимости выявленного рудопроявления.

Оценка коренного оруденения заключается в подсчете количества металла в пределах всего вторичного ореола, оконтуренного по минимально аномальному его содержанию. В полученный результат вводится поправка, после чего получается суммарное количество металла в метровом слое коренного оруденения. Таким образом, оценивается оруденение, выведенное на поверхность современного среза. Однако в образовании вторичного ореола рассеяния обычно принимают участие как промышленные руды, так и руды с рассеянной минерали-

зацией; доля последней в общем оруденении может быть различной, иногда даже крупные ореолы могут быть образованы непромышленными рудами. Выделение из общего ореола рассеяния части его, образованной промышленным оруденением, способствует более целеустремленной оценке вторичных ореолов рассеяния. Отыскание «рудной» изолинии в общем вторичном ореоле рассеяния требует дополнительных исследований по прослеживанию промышленного оруденения в рыхлых отложениях.

Достоверность оценки вторичного ореола во многом зависит от правильного определения значения коэффициента пропорциональности. Дело в том, что опробование поверхностных горных выработок, вскрывающих верхнюю часть зоны окисления, обычно не дает правильного представления о содержании полезного компонента в рудах, залегающих ниже зоны окисления, вследствие ее обеднения или обогащения под влиянием тех или иных гипергенных процессов. Не решает эту проблему и применение средних значений коэффициента пропорциональности, статистически вычисленных по ряду месторождений для того или иного региона, поскольку в пределах одного региона на месторождениях одинакового типа коэффициент пропорциональности нередко колеблется от 0,01 до 1,0, и использование средних его значений может повлечь за собой существенные просчеты и неправильную оценку оруденения.

Для многих элементов коэффициент пропорциональности — величина, зависящая от суммарного влияния множества факторов, и поэтому для оценки вторичных ореолов важнейшей задачей является установление поведения рудных компонентов в зоне гипергенеза, в сопряженных геохимических средах: первичные ру-

ды — зона окисления (на разных уровнях) — рыхлые отложения, т. е. определение величины коэффициента пропорциональности в зависимости от геохимических, ландшафтных и климатических условий местности. Ниже на примере месторождений молибдена будет показано, как решается проблема прогнозной оценки оруденения по вторичным ореолам.

В основе литохимического метода поисков по первичным ореолам лежит твердо установленный факт образования одновременно с рудными телами первичных ореолов рудообразующих и сопутствующих элементов-индикаторов в окружающих горных породах. Эти ореолы выявляются опробованием коренных пород. В первую очередь опробованию подвергаются участки коренных пород, наиболее благоприятные для развития первичных ореолов: зоны тектонических нарушений, брекчирования, повышенной трещиноватости и особенно гидротермально измененные породы.

Первичные ореолы приобретают существенное значение при поисках и оценке месторождений в том случае, если они характеризуются размерами, значительно большими, чем искомые рудные тела, а также зональным строением, позволяющим судить о пространственном положении искомого рудного тела. По данным Л. Н. Овчинникова, С. В. Григоряна, Э. Н. Баранова (1972 г.), состав и строение этих ореолов являются едиными и универсальными для различных по составу и происхождению гидротермальных месторождений. Путем статистического обобщения данных по многим месторождениям эти исследователи предложили единый ряд наиболее распространенных элементов-индикаторов, отражающий зональность ореолов (от подрудных сечений к надрудным): W — Be₁ — Sn₁ — Mo — Co — Ni — As₁ — Bi — Cu — Sn₂ —

Zn — Pb — Ag — Cu₂ — As₂ — Sb — Ba — Hg.

Поиски месторождений по первичным ореолам заключаются в систематическом опробовании коренных пород по всем разведочным выработкам и естественным обнажениям с последующим анализом проб и оконтуриванием ореолов, аналогично тому, как это делается при изучении вторичных ореолов. Основная задача при этом сводится к изучению морфологии первичных ореолов и закономерных изменений в их составе. Особое внимание должно уделяться элементам-индикаторам, образующим наиболее обширные устойчивые ореолы.

ГИДРОХИМИЧЕСКИЙ МЕТОД

Большой вклад в обоснование и развитие гидрохимического метода поисков сделали А. И. Перельман, А. А. Сауков, а также сотрудники ВСЕГИНГЕО А. А. Бродский, Г. А. Голева, С. Р. Крайнов и др.

Гидрохимические поиски рудных месторождений основаны на изучении изменений химического состава природных вод под влиянием рудных тел и связанных с ними первичных и вторичных ореолов рудного вещества в окружающих породах. Для гидрохимических поисков важны элементы, распространенность которых в природных водах объясняется их легким переходом в раствор и устойчивостью в нем при невысоких содержаниях этих элементов в породах. Теоретической основой гидрохимического метода поисков являются современные представления о водной миграции химических элементов в зоне гипергенеза, об их миграционной способности в различных геохимических и климатических условиях. Весьма важными компонентами природных вод, сильно влияющими на миграционную способность металлов,

являются растворенные в них газы: кислород, углекислота, сероводород и др.

Размеры площадей, на которых обнаруживаются водоисточники с относительно повышенным содержанием рудообразующих и сопутствующих химических элементов, неодинаковы для различных компонентов и зависят от их устойчивости в воде. Концентрация одного и того же компонента изменяется в зависимости от геологических и климатических условий: размеров рудного тела, его морфологии, состава, структур и текстур руд, процессов окисления, активности водообмена, степени минерализации подземных вод, характера рудовмещающих пород, а также температуры вод. По мере удаления от рудных тел и сопровождающих их ореолов степень изменения химического состава вод постепенно уменьшается, и они становятся практически неотличимыми от окружающих вод.

Имеющиеся в настоящее время данные указывают на возможность использования гидрохимических исследований при поисках месторождений Cu, Mo, Pb, Zn, U, F, W. Метод гидрохимических поисков наиболее эффективен при поисках сульфидных руд, в той или иной мере затронутых процессами окисления. При этом сульфат-ион часто более устойчив в водах, чем металлы, и поэтому его относительно повышенные концентрации нередко образуют более ярко выраженные и обширные ореолы. С помощью гидрохимического метода можно обнаруживать слепые рудные тела, залегающие на значительной глубине от поверхности земли. С помощью этого метода решаются следующие задачи: устанавливаются общие черты металлогении исследуемого района и дается оценка его перспективности, определяются перспективы отдельных участков с целью постановки более

детальных исследований, оконтуриваются рудные поля и месторождения.

Основным объектом изучения при гидрохимических поисках являются грунтовые воды коры выветривания и открытые водотоки. Подземные воды более глубокой циркуляции менее доступны для исследования, но в тех местах, где они выходят на поверхность или вскрываются горными выработками и скважинами, их необходимо опробовать. Из поверхностных водотоков рекомендуется опробовать лишь ручьи и реки с небольшим дебитом, питание которых происходит в основном за счет подземных вод. В более крупных водотоках обогащенные рудными элементами воды разубоживаются до фоновых концентраций.

При геологических съемках масштаба 1 : 1 000 000 — 1 : 500 000 рекомендуется брать не менее одной пробы на 20—100 км² изучаемой площади, при съемках масштаба 1 : 200 000—1 : 100 000 — одну пробу на 5—10 км², при съемках масштаба 1 : 50 000—1 : 25 000 — одну пробу на 0,5—2,0 км². В указанных пределах максимальное число точек опробования относится к горным районам с сильно расчлененным рельефом, минимальное — к равнинным районам со слабо развитой гидросетью. Особое внимание при гидрохимических поисках следует уделять водоисточникам, приуроченным к контактам изверженных пород, геофизическим аномалиям, а также водоисточникам, вытекающим из-под глубоких наносов, моренных отложений и каменных осыпей, где другие поисковые методы не дают положительных результатов.

Почвенно-гидрохимический метод, являющийся разновидностью гидрохимического, заключается в отборе почвенных проб по квадратной или прямоугольной сетке, последующем производстве водных вытяжек из

этих проб и анализе вытяжек на искомые металлы и элементы-индикаторы. Пробы обычно берутся с глубины 0,2—0,3 м; при сильно оподзоленных почвах глубина пробоотбора увеличивается до 0,4—0,8 м. Масса проб 0,2—0,3 кг; для вытяжек используется 50—100 г мелкой фракции пробы.

БИОХИМИЧЕСКИЙ МЕТОД

Метод заключается в отборе растительных проб по профилям, ориентированным вкрест установленного или предполагаемого простирания рудных тел. Обычно в пробу берут листья или хвою наиболее распространенных пород древесной и многолетней травяной и кустарниковой растительности с глубокой корневой системой. Отобранные пробы озоляют и затем направляют на специальный анализ.

Биохимические методы поисков могут иметь преимущество перед металлотометрией при наличии погр-

бенных или резко ослабленных ореолов рассеяния и при отсутствии достаточно развитого почвенного покрова или его активном выщелачивании метеорными водами. Такая обстановка наблюдается на площадях развития моренных отложений, в условиях влажного климата и активного выщелачивания почв, в пустынях и полупустынях, где рудные выходы и ореолы обычно перекрыты эоловыми отложениями, лишенными почвенного покрова, на каменных развалах и осыпях, если они покрыты хотя бы редкой растительностью. Биохимические методы поисков эффективны на площадях, перекрытых ледниковыми, аллювиальными и другими аллохтонными отложениями мощностью 10—15 м и более. Хороших результатов следует ожидать от применения этих методов в зоне пустынь при мощности эолового покрова до 20—30 м, а также в тропических и субтропических странах с мощной корой выветривания.

ОСНОВЫ ПРОГНОЗА И ОЦЕНКИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕТОДАМИ ГЕОФИЗИКИ

Данный раздел посвящен физико-геологическим основам применения методов геофизики при поисках и оценке рудных месторождений. Применение методов геофизики при региональных исследованиях, изучении разреза земной коры, выделении мегаструктур в складчатых системах и определении их металлогенического типа специально не рассматриваются.

При написании этого раздела наиболее широко использованы материалы (в том числе графика и табличные данные) Н. Б. Дортмана и др. (1964 г.), А. А. Духовского (1963 г.), В. А. Клиничкова и др. (1970 г.), А. С. Кумпана и др. (1974 г.), Г. С. Момджи и др. (1970 г.), Д. М. Печерского (1964 г.), Э. Э. Фотиади (1967 г.) и др.

Поскольку в основу поисков положен формационный анализ, главное внимание уделено обоснованию методов геофизического картирования пород и ассоциаций пород, представляющих геологические формации, с которыми пространственно и генетически связаны месторождения рудных полезных ископаемых. Поэтому основное место в разделе занимает характеристика физико-геологических основ, раскрывающих принципиальные возможности применения методов геофизики при решении поисковых и прогнозных задач, а также освещаются трудности при такого рода исследованиях.

При производстве поисковых и поисково-оценочных работ методы геофизики привлекаются главным образом для решения следующих задач: 1) выявления и изучения ру-

доконтролирующих формаций и структур (региональные геологические критерии поисков, выделение перспективных структурно-формационных зон); 2) локализации участков наиболее вероятного рудоотложения (локальные геологические и геофизические критерии поисков); 3) определения физических и геометрических параметров предполагаемой или вскрытой рудной залежи и условий ее залегания (предварительная оценка возможных перспектив); 4) оценки прогнозных запасов (вероятностная количественная оценка промышленной значимости объекта).

Задача локализации перспективных участков (вторая задача) решается надежнее, если рудные залежи являются источниками аномалий. Решение третьей задачи возможно только при наличии аномалий непосредственно от рудных залежей.

Оценка прогнозных запасов — задача самостоятельная и не сводится к третьей из перечисленных задач. Для ее обоснованного решения требуются дополнительные сведения о физических свойствах пород, слагающих рудную зону, и статистические данные о коэффициенте промышленной рудоносности данного типа месторождений. При этом имеется в виду типизация месторождений не только в генетическом, но и в структурно-геологическом, морфологическом, а если необходимо, то и в литолого-фациальном плане.

Во-первых, изучаемая аномалия может быть результатом влияния пород, не содержащих рудный ми-

нерал и в то же время являющихся неотъемлемой частью рудной зоны (большей частью это вторично измененные породы). Во-вторых, к рудной залежи (в промышленном отношении) можно отнести только ту ее часть, в которой содержание рудного минерала соответствует установленным кондициям. Поэтому необходимы знания коэффициента рудоносности.

Полнота и надежность решения перечисленных задач методами геофизики в значительной степени зависят от сложности физико-геологических и геоморфологических условий, а также от некоторого минимума предварительных знаний о физико-геологическом строении района работ.

Применение геофизических методов основано на установлении связи между характером пространственного распределения аномалий физического поля (естественного или искусственного) и особенностями физико-геологического строения изучаемого района. В дальнейшем эти поля будем называть геофизическими полями (соответственно аномалиями). Основным фактором, обуславливающим формирование аномального геофизического поля, является дифференциация горных пород, слагающих изучаемый район, по физическим свойствам.

Структура геофизического поля зависит не только от контрастности физических свойств горных пород (руд), но и от ряда других факторов: размеров и морфологии активных объектов, их взаиморасположения, условий залегания. Таким образом, физическое поле потенциально несет и эту информацию. Но физическое поле не несет непосредственной информации о геологической природе и возрасте объектов, формирующих аномалии.

Интерпретация геофизических полей может быть как количественной,

так и качественной, но обычно они в той или иной мере сочетаются. При качественной интерпретации предварительно выполняют районирование поля, выделяя типичные зоны. Выделение зон основано на их различии в существенных признаках (интенсивность аномального поля, знак поля, характер и степень расчлененности, знакопеременность, преобладающее простирание и т. д.). Типизация зон по признакам может осуществляться как визуально, так и в количественных кодированных характеристиках. Связь выделенных аномальных зон с геологическими объектами, которые по своей физико-геологической природе могут быть их причиной, устанавливается главным образом эмпирически. Основой такого рода отождествления могут служить: а) опыт работы в аналогичных по физико-геологическому строению районах; б) результаты ранее выполненных работ в данном районе; в) специальные исследования на опорных геолого-геофизических профилях, выполнение которых обычно необходимо в районах проведения поисковых работ.

На результаты количественной интерпретации влияют ряд факторов, связанных с методикой съемки (точность, детальность, степень охвата аномальной площади), методикой интерпретации (надежность выделения локальной аномалии из фона помех, представительность расчетной модели, погрешности схемы вычисления и др.) и, естественно, физико-геологическое и орографическое строение района работ.

Можно наметить три основных направления, по которым при прогнозных работах используются методы геофизики: 1) при построении прогнозно-металлогенетических карт; 2) при локализации и изучении структуры рудных полей и месторождений; 3) при прогнозной оценке запасов.

Количественные методы интерпретации используются главным образом при работах, связанных с последними двумя направлениями и особенно при прогнозных оценках запасов.

Поскольку основными объектами количественной интерпретации в рудной геофизике являются потенциальные поля, отметим основные трудности, связанные с их интерпретацией:

- 1) неоднозначность общего решения обратной задачи;
- 2) неоднозначность разделения аномалий (выделения локальных аномалий);
- 3) недостаточная представительность расчетных моделей (неполнота физико-геологических данных);
- 4) погрешности схем вычисления.

Эти недостатки в полной мере неустраняемы, поэтому результаты интерпретации всегда носят вероятностный характер. При прогнозной оценке промышленной значимости объекта по геофизическим данным дополнительными элементами, вносящими неоднозначность, являются:

- 1) неоднозначность суждения о природе аномалии («рудная» или «нерудная»);
- 2) условность понятия «месторождение» (в образовании аномалии участвуют все породы, содержащие активный, в том числе и рудный, минерал, независимо от степени концентрации последнего).

Актуальной задачей является разработка требований к надежности определения прогнозных запасов на различных стадиях прогнозирования и определение необходимой полноты и качества геолого-геофизических материалов, которые должны обеспечить эту надежность. Для различных типов месторождений, разных структурно-формационных и физико-геологических обстановок оптимальные требования, которые было бы разумно удовлетворить, будут неодинаковы.

Большое влияние на характер поля оказывает глубина залегания активных объектов. С увеличением глубины структура поля, часто типичная для распознавания геологической природы объекта, теряет свою выразительность и индивидуальность, конфигурация аномалии становится расплывчатой, стремясь к изометричности, падает ее интенсивность. Трудности интерпретации возрастают. Последнее объясняется следующим:

- 1) уменьшением геологической информации, которая обычно скудна для глубоких горизонтов;
- 2) уменьшением объема и надежности информации, извлекаемой из геофизических полей;
- 3) возрастанием трудностей выделения локальных аномалий, интенсивность которых резко снижается, а относительное влияние фона помех возрастает и трудности его учета увеличиваются;

- 4) снижением или полной потерей эффективности методов, способствующих повышению надежности суждений о природе аномалий;

- 5) ограничением возможностей применения хорошо разработанных и практически удобных двумерных методов количественной интерпретации.

Многочисленные картировочные и поисковые задачи, для решения которых привлекаются методы геофизики, в конкретных условиях решаются далеко не все, во всяком случае с надлежащей полнотой и надежностью. Поэтому анализ физико-геологической и орографической обстановки, а также технических возможностей должен корректировать круг задач, для решения которых целесообразно применение методов геофизики, а также оптимальный комплекс геофизических методов, привлекаемых для их решения.

При поисках основной задачей геофизики является выявление геологических образований, контролирующих размещение месторождений.

Непосредственные поиски руд могут осуществляться только в благоприятных условиях для немногих типов месторождений, представленных достаточно концентрированными и крупными залежами рудного минерала, обладающего некоторыми физическими свойствами, резко отличными от таковых вмещающих пород. Вещественным воплощением любого из рудоконтролирующих факторов в конечном итоге являются горные породы. Поэтому для геофизиков особенно важно знание физических свойств горных пород и руд, а также типичных особенностей строения геофизических полей над различными геологическими объектами.

Определить геологическую природу объекта, ограничиваясь знанием физических свойств горных пород и характера наблюдаемых аномальных полей, можно только с некоторой вероятностью, поэтому для повышения достоверности интерпретации необходимы исходные сведения о физико-геологическом строении изучаемого района. Такие данные берутся по аналогии с другими однотипными районами или на основании ранее выполненных работ в данном районе, а также путем производства специальных исследований. Эти сведения служат для построения исходной физико-геологической модели объекта. Интерпретация геофизических материалов, базирующаяся на этой модели, позволяет построить новую модель, несущую дополнительную информацию о геологическом строении объекта.

Для большинства месторождений, особенно месторождений редких и благородных металлов, рудный минерал содержится в породе в небольших количествах (доли и единицы процента) и поэтому не влияет на физические свойства рудоносной породы. Рудных месторождений, поиски и оценка которых могут осу-

ществляться непосредственно методами геофизики, немного. Это в первую очередь магнетитовые месторождения железа, затем месторождения медных колчеданов и частично (в основном среднетемпературные гидротермальные) полиметаллов.

Поэтому выявление и изучение пород, с которыми пространственно или генетически связаны месторождения, является важнейшей задачей геофизики. Возможности решения этих задач главным образом определяются степенью дифференциации пород по физическим свойствам. На физические свойства пород влияют многие факторы: структурные и текстурные особенности, пористость, трещиноватость, влажность, степень диагенеза, метаморфизм, наличие аксессуарных минералов, особенно активных минералов (магнитоактивных, радиоактивных и др.) в виде вкрапленности или цемента. В своей основе физические свойства горных пород как естественных минеральных ассоциаций в значительной степени определяются физическими свойствами последних.

В формировании магнитных свойств пород основную роль играет количество включенных ферромагнитных минералов — магнетита, титаномагнетита, пирротина. Магнитная восприимчивость пород χ , а также интенсивность намагничивания J_i не являются линейными функциями количества магнетита, так как зависят от крупности зерен магнетита и формы их включения. Интенсивность намагничивания ферромагнитных пород зависит также от наличия остаточной естественной намагниченности J_n . На плотность пород влияют пористость, наличие микротрещиноватости, степень диагенеза, различия в структуре и текстуре.

Наиболее значительно условия, в которых находится порода, отражаются на электрических свойствах. Особенно большую роль играет

влажность пород, тесно связанная с их пористостью и трещиноватостью. На сейсмические свойства влияют главным образом степень диагенеза и наличие катаклаза горных пород. Та или иная степень метаморфизма сказывается на всех физических свойствах пород и, следовательно, на характере их проявления в физических полях, поэтому необходимо изучение физических свойств горных пород и руд в каждом исследуемом районе и на каждом этапе геолого-разведочных работ.

Известно, что диапазон колебаний физических свойств пород (данной петрографической разности) в связи с допустимыми колебаниями минерального или литологического состава, а также некоторыми текстурными и структурными особенностями бывает относительно значительным. Для геологических формаций в связи с неустойчивостью основных («формационных») черт эти колебания могут достигать недопустимых размеров. Это приводит к тому, что предпочтительнее рассматривать физические свойства не формаций (последнее необходимо при изучении конкретных районов), а основных петрографических разновидностей пород.

ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ

Интрузивные породы

Для интрузивной породы данной петрографической разности, принадлежащей к различным тектоно-магматическим циклам, а также формировавшейся в различных геоструктурных районах, характерны некоторые различия в физических свойствах.

Если отвлечься от местных условий и возраста и обратить главное внимание на средний минеральный состав интрузивных пород, то наблюдается рост значений физических свойств (плотность, магнитность,

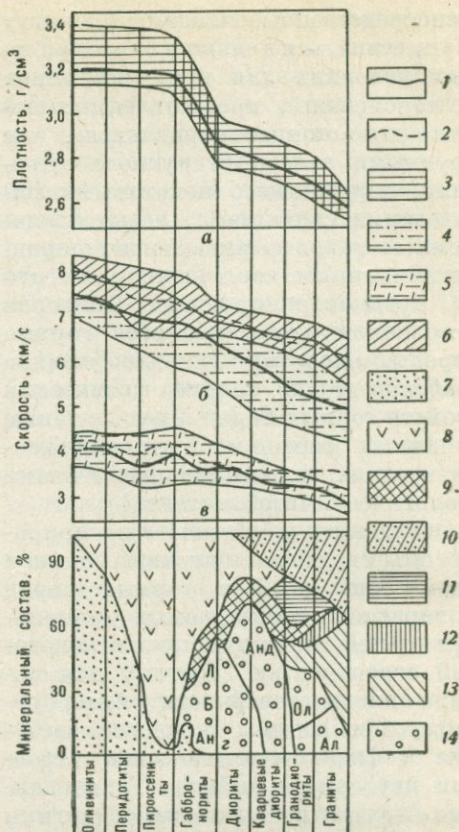


Рис. 6. Распределения плотности (а), скорости продольных (б) и поперечных (в) упругих волн магматических (интрузивных) пород нормального ряда и картограмма их минерального состава.

1 — средние значения параметров по экспериментальным данным при атмосферном давлении; 2 — средние значения скорости упругих волн по экспериментальным данным при повышенном давлении (4 кгс/см²); 3—6 — пределы значений; 3 — вычисленной плотности, 4 — скорости продольных волн (экспериментальные) при атмосферном давлении, 5 — скорости поперечных волн (экспериментальные) при атмосферном давлении, 6 — скорости упругих волн (экспериментальные) при повышенном давлении (4 кгс/см²); 7 — оливин; 8 — пироксен; 9 — амфибол; 10 — кварц; 11 — биотит; 12 — мусковит; 13 — калиевые полевые шпаты; 14 — плагиоклазы (Ан — анортит, Б — битовнит, Л — лабрадорит, Анд — андезин, Ол — олигоклаз, Ал — альбит)

электрическое сопротивление) этих пород по мере увеличения основности (рис. 6).

Вторичные процессы могут резко изменить физические свойства. Так, средняя плотность серпентинизированного перидотита 2,90 г/см³, а не-

измененного $3,20 \text{ г/см}^3$. Рассматривая значение плотности интрузий по различным рудным районам и регионам, можно отметить следующие колебания средней плотности: на Урале в зоне развития габбро-перидотитовой формации средняя плотность биотитовых гранитов $2,63 \text{ г/см}^3$, а в пределах Восточно-Уральского антиклинория — $2,59 \text{ г/см}^3$. Для диоритов в этих же структурно-формационных зонах плотности соответственно равны $2,70$ и $2,83 \text{ г/см}^3$, а для серпентинитов $2,58$ и $2,61 \text{ г/см}^3$. Для биотитовых гранитов Забайкалья средняя плотность $2,69 \text{ г/см}^3$, а в Байкало-Витимском нагорье $2,57 \text{ г/см}^3$. Габбро Тагило-Магнитогорского мегасинклинория на Урале имеет среднюю плотность $2,96 \text{ г/см}^3$, а в Рудном Алтае — $2,85 \text{ г/см}^3$. Это подтверждает ранее высказанное положение о недопустимости автоматического перенесения значений физических свойств по аналогии.

При изучении магнитных свойств и остаточной намагниченности интрузий отмечена явная тенденция роста их значений с увеличением основности (рис. 7, 8). В то же время наблюдается чрезвычайно широкий диапазон изменения средних значений магнитной восприимчивости в пределах любой петрографической разности интрузивных пород. Это связано главным образом с колебаниями в содержании магнетита, причем такие колебания могут наблюдаться даже в пределах одного и того же массива.

Вторичные процессы значительно влияют на магнитные свойства интрузий и соответственно на характер создаваемых ими полей. Так, на Урале встречается значительное число массивов (до 30%) габбро, которые не фиксируются в магнитном поле. В то же время имеются массивы (типа Баранчинского) с высоким содержанием магнетита, у которых магнитная восприимчивость

достигает сотых долей единиц (для Баранчинского массива $50\,000 \cdot 10^{-6}$ СГСМ).

Для основных пород резкое уменьшение магнитных свойств связано обычно со вторичными процессами (амфиболитизация, сосюритизация и др.). Сильно магнитные разности ультраосновных пород обычно серпентинизированы. В свою очередь, серпентинит при карбонатизации теряет в значительной степени магнитные свойства. Так, для некоторых сильно серпентинизированных массивов габбро на Алтае средняя магнитная восприимчивость порядка $50\,000 \cdot 10^{-6}$ СГСМ, при карбонатизации серпентинитов она падает до $(0-500) \cdot 10^{-6}$ СГСМ.

При изучении интрузий следует учитывать тектоническую обстановку в пределах которой они развиты. Так, например, серпентиниты Кольского полуострова имеют высокие значения магнитной восприимчивости (более $20\,000 \cdot 10^{-6}$ СГСМ), но при приближении к зонам смятия (Печенгский район) они теряют магнитность, которая в непосредственной близости от зоны меньше 200×10^{-6} СГСМ. Наблюдается также большая распространенность магнитных разностей гранитов в пределах жестких остаточных массивов по сравнению со складчатыми областями. Повышенная магнитность гранитов зависит главным образом от содержания аксессуарных минералов.

Неизменные интрузивные породы, отличаясь малой пористостью и влажностью, имеют высокое удельное электрическое сопротивление — от 10^2 до $10^5 \text{ Ом} \cdot \text{м}$. Для нормального ряда неизменных интрузивных пород при переходе от кислых разностей к основным и ультраосновным в связи с уменьшением пористости и влажности наблюдается увеличение удельного электрического сопротивления. Так, для гранитов оно

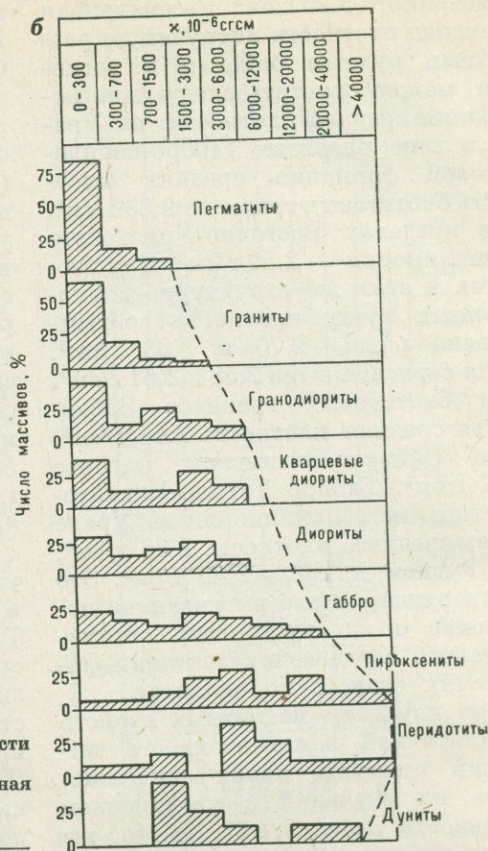
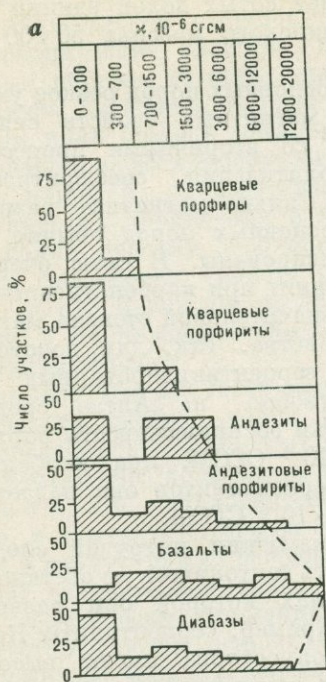


Рис. 7. Диаграммы магнитной восприимчивости эффузивных (а) и интрузивных (б) пород. Штриховой линией дана средняя максимальная магнитная восприимчивость

порядка $7 \cdot 10^3$ Ом·м, а для перидотитов достигает $4 \cdot 10^5$ Ом·м.

У серпентинизированных и амфиболитизированных ультраосновных пород в связи с ростом их влагоемкости удельное электрическое сопротивление понижается до 10^2 Ом·м. В естественном залегании интрузивов удельное электрическое сопротивление для одного и того же типа изверженной породы может изменяться в значительных пределах в зависимости от степени трещиноватости породы, ее обводненности, а также от степени минерализации капиллярных и трещинных вод. В этих условиях удельное электрическое сопротивление габбро может быть ниже, чем у гранитов.

Диэлектрическая проницаемость интрузивных пород зависит от степени их основности: для кислых разновидностей она изменяется в пределах 4—8, для основных 7—13 и для ультраосновных 8—20 Ф/м.

Поляризуемость интрузивных пород (как и большинства других пород) зависит главным образом от степени их минерализации сульфидами и магнетитом. Обычно поляризуемость интрузивов не превышает первых процентов.

Интрузивные породы отличаются высокими значениями скорости распространения упругих волн. Для каждой петрографической разновидности пород скорость распространения упругих колебаний (табл. 5)

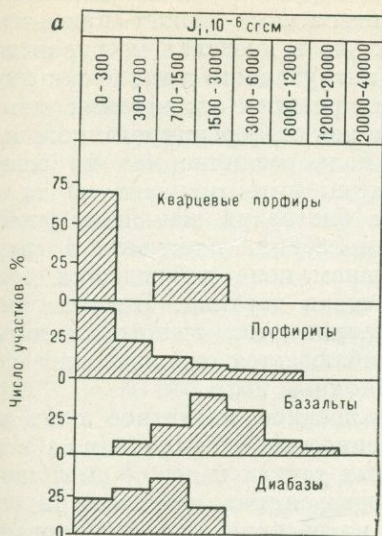
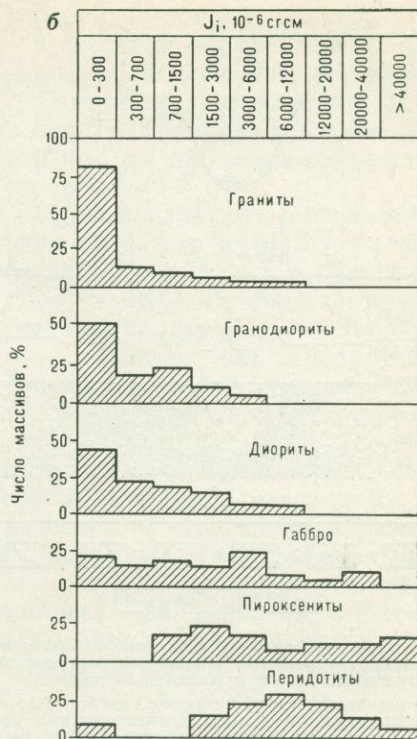


Рис. 8. Диаграммы естественной остаточной намагниченности эффузивных (а) и интрузивных (б) пород



изменяется в широких пределах, но имеется тенденция уменьшения величины разброса при переходе от кислых разновидностей к основным; в среднем с увеличением основности наблюдается увеличение скорости распространения упругих колебаний (см. рис. 6).

Амфиболитизация и серпентинизация основных пород снижают скорость распространения в них упругих колебаний. В интрузивных породах наблюдается некоторая анизотропия скорости упругих волн, распространяющихся в различных направлениях. Если магнитность, плотность, электрическое сопротивление, скорость распространения упругих колебаний интрузивных пород в большей или меньшей степени возрастают от кислых разновидностей к основным, то радиоактивные свойства имеют обратную тенден-

цию, т. е. кислые разновидности более радиоактивны. Отмечается также более высокая радиоактивность молодых интрузий по сравнению с древними.

Физические поля интрузивов обычно выделяются среди физических полей вмещающих пород характером и структурой: 1) интенсивностью; 2) знаком; 3) изменением геометрии поля (структуры и конфигурации); 4) наличием приконтактовых ано-

ТАБЛИЦА 5. СКОРОСТЬ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН В ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОДАХ (В М/С)

Порода	От — до	Наиболее вероятное значение
Граниты	2000—6000	5000
Диориты	3000—6000	5200
Габбро	4000—7500	6500
Перидотиты	6000—8000	7000

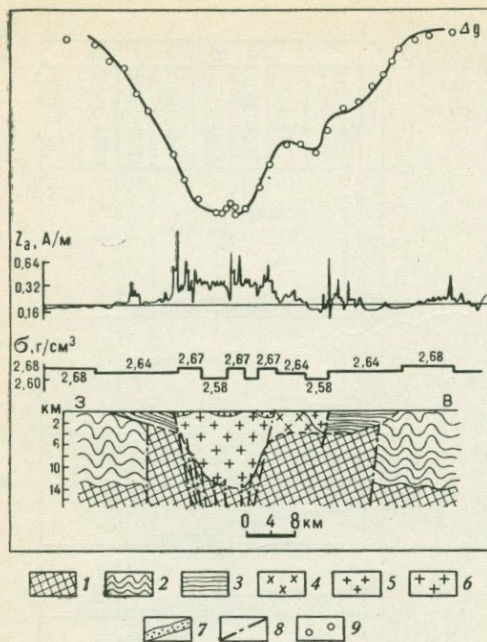


Рис. 9. Форма сечения Ортауского гранитного массива (Центральный Казахстан), определенная по гравитационным и магнитным данным.

1 — метаморфический комплекс верхнего протерозоя: порфиroidы, гнейсы, гранито-гнейсы, кварциты, яшмовиды, сланцы (плотность $2,64 \text{ г/см}^3$); 2 — зеленокаменные толщи нижнего и верхнего силура: песчаники, конгломераты, сланцы, диабазы, порфириты, яшмы (плотность $2,68 \text{ г/см}^3$); 3 — вулканогенно-осадочные породы среднего девона — нижнего карбона: липариты, андезиты, дациты, песчаники, сланцы, туффиты, известняки (плотность $2,64 \text{ г/см}^3$); 4—5 — Космурунский гранитоидный массив предположительно нижнекарбонического возраста: 4 — гранодиориты и меланократовые граниты (плотность $2,64 \text{ г/см}^3$), 5 — лейкократовые граниты (плотность $2,58 \text{ г/см}^3$); 6 — Ортауский массив среднего возраста: лейкократовые и аляскитовые граниты (плотность $2,58 \text{ г/см}^3$); 7 — зона ороговикованных пород; 8 — тектонические нарушения; 9 — значения Δg , полученные в результате интерпретации разреза

малий. Интрузии различных фаз внедрения, а также с различной глубиной эрозионного среза могут создавать значительно различающиеся физические поля, главным образом магнитные. Так, граниты Охотского глубокоэродированного массива четко фиксируются повышенным магнитным полем, тогда как Егорлыкский гранитный массив немагнитен, хотя окружающие его небольшие

по размеру интрузивы магнитны. Магнитное поле может изменяться не только в пределах массивов данного интрузивного комплекса; иногда над различными частями одного и того же дифференцированного массива поле различно как по знаку, так и по интенсивности. В то же время благодаря меньшему диапазону колебаний плотности в гравитационном поле наблюдается более устойчивая картина. Так, для всех рассматриваемых гранитных массивов наблюдается отрицательное гравитационное поле.

Повышенное магнитное поле напряженностью $0,2-0,4 \text{ А/м}$, а в отдельных точках и до $0,8 \text{ А/м}$ может наблюдаться над гранитами в случае интенсивного ороговикования вмещающих пород (рис. 9). Магнитное положительное поле создается ороговикованными породами над интрузивной зоны. Для гранитов, особенно более кислых разновидностей, свойственны повышенные гамма-поля, что позволяет в открытых районах картировать их методами радиометрии.

При рассмотрении аномалий геофизических полей над интрузиями основного состава в первую очередь следует отметить соответствующие им положительные гравитационные аномалии, как более устойчивый признак. Магнитное поле над интрузиями этого типа обычно положительное (от $0,2$ до $1,0 \text{ А/м}$ и более), но встречаются массивы слабо магнитные, иногда практически не магнитные (измененные вторичными процессами).

Радиоактивные аномалии над интрузиями основной магмы проявляются слабо и обычно не отличаются от таковых вмещающих пород. Неизмененные ультраосновные породы проявляются в магнитном поле слабыми аномалиями, а иногда и нормальным полем. В гравитационном поле они фиксируются поло-

жительными аномалиями. Для магнитной восприимчивости неизменных ультраосновных пород $\kappa = 0 - 300 \cdot 10^{-6}$, а плотность $3,0 - 3,5 \text{ г/см}^3$. Серпентинизация ультраосновных пород, которая очень широко развита (на Урале, например, большинство ультраосновных массивов в той или иной степени серпентинизированы), приводит к уменьшению плотности и значительному увеличению их магнитности. Магнитная восприимчивость серпентинизированных ультраосновных пород изменяется от 3000 до $40\,000 \cdot 10^{-6}$ СГСМ, а плотность их — от $2,50$ до $2,65 \text{ г/см}^3$.

Эти породы выделяются интенсивными положительными магнитными аномалиями, измеряемыми многими сотнями и тысячами гамм, и не выделяются обычно в гравитационном поле или отмечаются гравитационными минимумами.

Радиоактивность ультраосновных пород невысокая, и они обычно не выделяются в гамма-полях среди вмещающих пород, если только не контактируют с кислыми разностями, более радиоактивными.

В физических полях (магнитном, гравитационном, радиоактивном) положительными значениями фиксируются ультраосновные-щелочные породы. Последние сопровождаются магнитными полями, интенсивность которых измеряется многими тысячами гамм и интенсивными гравитационными аномалиями. Для многих массивов ультраосновных-щелочных пород характерно кольцевое строение магнитных и гравитационных аномалий, отражающее особенности их строения.

Гамма-поля отличаются также высокой интенсивностью, измеряемой десятками мКи · ч.

Таким образом, при изучении интрузивов геофизическими методами:

1) выявляют интрузии, не вскрытые эрозией или перекрытые осадочным чехлом;

2) определяют глубины залегания верхней и нижней кромок;

3) изучают морфологию и внутреннее строение магматических массивов;

4) изучают контактовые ореолы;

5) определяют приуроченность массивов к той или иной тектонической структуре.

Принципиальная возможность решения перечисленных задач в первую очередь определяется контрастностью физических свойств интрузии с таковыми вмещающих пород, степенью физической дифференциации различных фаций интрузии, ее размерами и глубиной залегания.

Основными методами геофизики, применяемыми при картировании интрузий, являются магнито- и гравиразведка, а для кислых разностей (в районах с маломощным чехлом осадочных образований) также радиометрия. При изучении морфологии интрузивов во многих случаях с успехом применяется сейсморазведка.

Вулканические породы (эффузивные и пирокластические)

Физические свойства вулканогенных пород значительно изменяются в зависимости от возраста (кайнотипные и палеотипные), аксессуарных минералов (сульфидов и ферроминералов) и тектонической обстановки в районах их развития (платформенные или геосинклинальные условия, зоны смятия).

Отмечается тенденция роста плотности эффузивных пород (рис. 10) от кислых разностей к основным (в г/см^3):

Липаритовые порфиры	2,60
Андезитовые порфириты	2,73
Диабазы	2,79
Меймечиты	2,82
Липариты	2,35
Андезиты	2,49
Базальты	2,54

Для кайнотипных эффузивов плотность увеличивается от $2,15$ до

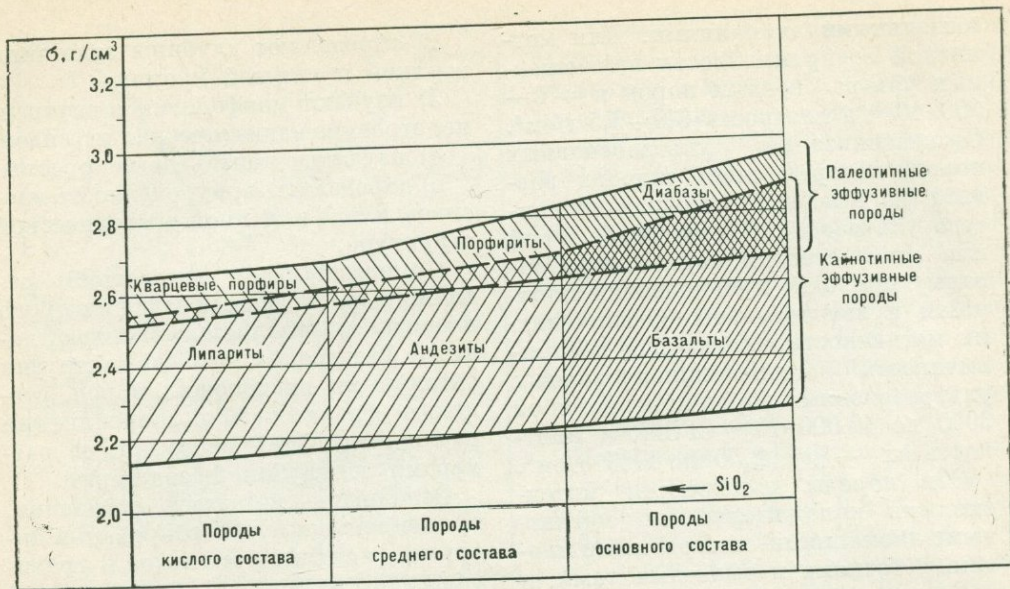


Рис. 10. Пределы изменения плотности основных разновидностей эффузивных пород

2,84 $г/см^3$, а для палеотипных — от 2,52 до 2,94 $г/см^3$.

Следовательно, для кайнотипных эффузивов средние значения плотности примерно на 10% ниже, чем для палеотипных. Для сильно измененных палеотипных эффузивов типа диабазов, кварцевых порфиров и андезитовых порфиров связь между плотностью пород и их составом проявляется четко. Для слабоизмененных эффузивов значительное влияние оказывает степень диагенеза. Например, средняя плотность мезозойских порфиритов 2,63 $г/см^3$, палеозойских 2,73 и докембрийских 2,75 $г/см^3$.

Отмечаются колебания средних значений плотностей эффузивов в различных регионах (в $г/см^3$):

Кварцевые порфиры Урала . . .	2,57—2,64
» » Казахстана	2,60—2,63
Андезитовые порфириты Алтай	2,68
» » Украинского щита	2,90

Внутренняя плотностная дифференциация вулканогенных толщ менее контрастна, чем магнитная. Слабо контрастны между собой эффузивные и метаморфические породы. Например, структуры, сложенные основными разновидностями вулканических пород, развитых среди метаморфизованных пород, во многих случаях в гравитационном поле не выделяются. Для непосредственного картирования и расчленения вулканитов данные гравиметрии обычно менее информативны, чем магнитометрии. Данные гравиметровой съемки чрезвычайно важны при изучении общей тектоники района, выделении разломов, блоков с повышенной мощностью эффузивных комплексов, при установлении глубины эрозийного среза. Для непосредственного выделения и расчленения эффузивных толщ более эффективно комплексное использование магнито- и электро-разведки.

Магнитные свойства вулканогенных пород изменяются в широких пределах (см. рис. 7). При этом

нижний предел для всех одинаков — порода немагнитна, верхний предел с увеличением основности растет. Эта тенденция отмечается и для средних значений магнитной восприимчивости. Средние значения магнитной восприимчивости эффузивов основной магмы и их туфов составляют сотни и тысячи единиц $\cdot 10^{-6}$ СГСМ, пределы ее колебания 0—20 000 $\cdot 10^{-6}$ СГСМ и более. Для эффузивов и туфов кислой магмы эти значения на порядок ниже, пределы колебания магнитной восприимчивости 0—700 $\cdot 10^{-6}$. Это относится и к вектору остаточной намагниченности, который отличается большим непостоянством по величине и направлению.

В отличие от плотности вулканических пород их намагниченность с возрастом уменьшается. Кайнотипные эффузивы более магнитны, чем палеотипные.

Магнитная восприимчивость эффузивов часто различна для разных регионов страны и даже для различных свит данного района, особенно для более магнитных разностей.

Порфириды

Чарский район (Алтай)	40 $\cdot 10^{-6}$ СГСМ	
Ветряной пояс (Балтийский щит)	200 $\cdot 10^{-6}$	»
Магнитогорский район (Урал)	1200 $\cdot 10^{-6}$	»

Альбитофиры

Ленингорский район (Алтай)	30 $\cdot 10^{-6}$	»
Магнитогорский район (Урал)	380 $\cdot 10^{-6}$	»

Сопоставляя магнитные свойства вулканогенных пород с магнитными свойствами пород осадочного и метаморфического комплексов, можно отметить следующее: разнородности основного состава этих пород имеют обычно магнитные свойства, близкие к таковым основных интрузий, кислые разности мало отличаются по магнитным свойствам от осадочных

пород и значительного числа метаморфических. Основные эффузивы обычно уверенно выделяются среди комплекса осадочных и значительной части метаморфических пород (не обогащенных магнетитом). Хорошо расчленяются между собой кислые и основные разности эффузивов. Кислые эффузивы среди осадочных и значительной части метаморфических пород выделяются только в особо благоприятных условиях.

Магнитное поле районов развития эффузивов основного состава отличается повышенной интенсивностью и сильно изрезанной, ячеистой структурой. Это связано с неоднородностью состава лавовых потоков и изменчивостью вектора остаточного намагничивания. Для туфов, отличающихся меньшими значениями остаточного намагничивания, характер поля более спокоен. Значительное снижение напряженности поля и спокойный его характер наблюдаются над кислыми эффузивами.

Эффузивные породы имеют широкий диапазон изменения электрического сопротивления (10^4 — 10^8 Ом \cdot м по лабораторным определениям). Неизменные породы обычно отличаются высокими сопротивлениями. В природных условиях в связи с большими пористостью, трещиноватостью, рассланцованностью и соответственно более высокими влажностью и минерализацией сопротивление эффузивов на один-два порядка ниже (10^2 — 10^5 Ом \cdot м). Кайнотипные породы отличаются большей пористостью и соответственно более низкими значениями электрического сопротивления. Для палеотипных эффузивов наблюдается увеличение удельного сопротивления от кислых разностей к основным. Так, для кварцевых порфиров среднее сопротивление 10^3 Ом \cdot м, для андезитовых порфиритов 10^4 Ом \cdot м, для диабазов (эффузивных) 10^5 Ом \cdot м.

При включении в породу рудных минералов, отличающихся высокой электронной проводимостью (магнетит 10^{-1} — 10^{-5} , пирротин 10^{-2} — 10^1 , пирит 10^{-3} — 10^2 , халькопирит 10^{-3} — 10^0 Ом·м), возможны два случая: 1) рудный минерал образует вкрапленность, 2) включения рудных минералов образуют непрерывные связи между собой. В первом случае удельное электрическое сопротивление породы практически не изменяется. Содержание рудного минерала должно достигнуть высокой насыщенности (более 80%), чтобы электрическое сопротивление значительно снизилось. Но благодаря наличию проводящих элементов порода приобретает высокую поляризуемость. Так, для вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд поляризуемость достигает десятков процентов. На скарново-магнетитовых месторождениях значения вызванной поляризации 10% и более. Во втором случае породы приобретают высокую проводимость, часто сопоставимую с проводимостью рудного минерала, образующего прожилки.

Указанные особенности электрических свойств эффузивных пород позволяют выделять их методами электроразведки среди комплексов осадочных пород, а в ряде случаев и успешно расчленять. Решая задачи картирования и литологического расчленения вулканогенного и осадочно-вулканогенного комплексов, электроразведка содействует и решению структурных задач, особенно при наличии маркирующих горизонтов. Высокая обводненность и минерализованность трещинных зон делают их благоприятными объектами для применения электроразведки. Последняя позволяет картировать рельеф кровли коренных пород, где они не подвергнуты значительному выветриванию и обводнению, так как осадочные породы

чехла отличаются обычно более высокой проводимостью (особенно песчано-глинистые толщи). Экранирующее влияние при картировании фундамента электроразведкой могут оказывать плотные известняки и доломиты, залегающие в осадочном чехле.

Скорость распространения продольных упругих колебаний в вулканических породах изменяется в пределах от 3900 до 7000 м/с и полностью перекрывается диапазоном изменения этой скорости в метаморфических породах 3500—6500 м/с.

Поскольку вулканические породы на порядок менее радиоактивны, чем кислые интрузивы, и близки по радиоактивности к основным интрузивам, возможность и целесообразность применения радиометрии с целью расчленения вулканогенных толщ должны решаться опытными работами.

Таким образом, при изучении вулканогенных образований геофизическими методами решаются следующие задачи: 1) выделение и оконтуривание площадей их развития; 2) расчленение пород по вещественному составу; 3) возрастное расчленение (выделение кайнотипных и палеотипных разностей). Кроме того, методы геофизики (в основном магниторазведка) способствуют выделению жерловых образований древних вулканических аппаратов.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Широкий диапазон изменения физических свойств метаморфических пород обусловлен разным составом и различной степенью преобразования исходных пород. На физические свойства метаморфических пород оказывают существенное влияние также вторичные процессы и структурно-тектонические условия их формирования.

Плотность метаморфических пород изменяется в зависимости от степени

ТАБЛИЦА 6. ПЛОТНОСТЬ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД (В Г/СМ³)

Фация метаморфических пород	Порода	Плотность	
		средняя	пределы изменения
Зеленых сланцев	Филлиты	—	2,40—2,50
	Серицитовые кварциты	2,58	2,56—2,60
	Зеленокаменные породы	—	2,80—2,90
	Микрокристаллические сланцы	2,68	2,50—2,80
	Актинолит-хлоритовые сланцы	2,85	2,80—2,90
	Слюдистые сланцы	2,65	2,60—2,75
	Метаморфизованные известняки	2,67	2,65—2,68
Эпидот-амфиболитовая	Кварциты	—	2,62—2,65
	Мраморы	—	2,68—2,72
	Кристаллические сланцы	2,72	2,62—2,80
Амфиболитовая	Гнейсы	2,74	2,58—2,90
	Амфиболиты	2,97	2,80—3,20
Гранулитовая	Гранулиты	—	2,60—2,85
Эклогитовая	Эклогиты	—	3,20—3,40
Ультраметаморфизм	Мигматиты	2,65	2,62—2,70
	Чарнокиты	2,70	2,67—2,72
	Граниты метасоматические	2,62	2,56—2,68

регионального метаморфизма от 2,40 до 3,40 г/см³ (табл. 6).

В зависимости от минерального состава отдельных представителей указанных групп устанавливаются различные диапазоны колебаний плотности. Например, из группы микрокристаллических сланцев кварц-серицитовым сланцам соответствуют пределы изменения плотности 2,50—2,64 г/см³, а хлоритовым 2,72—2,80 г/см³, из группы кристаллических сланцев — для биотитовых сланцев 2,62—2,68 г/см³, а для роговообманковых 2,75—2,80 г/см³. В группе гнейсов: для двуслюдяных гнейсов пределы изменения плотности 2,58—2,62 г/см³, для пироксеновых — 2,80—2,90 г/см³ и т. д. У амфиболитов, образовавшихся за счет осадочных и вулкано-

генных пород среднего состава, плотность изменяется от 2,80 до 2,88 г/см³, а образовавшихся за счет метаморфизма основных интрузий и вулканоогенных пород основного состава — 2,93—3,10 г/см³.

Однако в различных районах на отдельных участках встречаются и отклонения от этих наиболее распространенных значений плотности метаморфических пород. Так, в районе КМА нижний предел плотности кварц-серицитовых сланцев 2,40 г/см³, а в Восточно-Уральском синклинии верхний предел 2,88 г/см³. У хлоритовых сланцев высокая плотность (2,99 г/см³) встречена на Кольском полуострове. Для амфиболитов Зауралья отмечены пониженные значения плотности (2,72 г/см³), а в пределах Буреинского массива

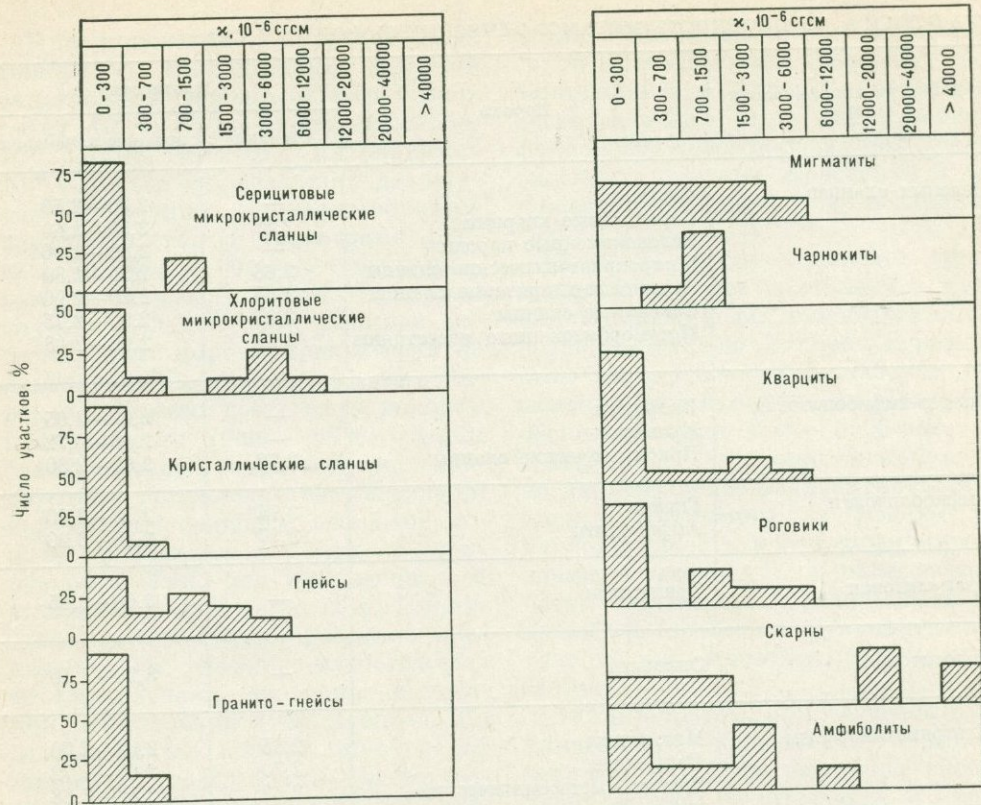


Рис. 11. Диаграммы магнитной восприимчивости метаморфических пород

(Дальний Восток) встречены амфиболиты с плотностью до $3,27 \text{ г/см}^3$.

При регрессивном метаморфизме и диавторезе плотность гнейсов и амфиболитов уменьшается. Все это вновь подтверждает положение о необходимости изучения физических свойств в каждом районе исследований.

Намагниченность метаморфических пород определяется в основном содержанием ферромагнитных минералов. Магнитная восприимчивость (рис. 11) метаморфических интрузивных пород, у которых содержание ферромагнитных минералов изменяется в широком диапазоне, ко-

леблется от $(5-20) \cdot 10^{-6}$ до $(2000-3000) \cdot 10^{-6}$ CGSM. Для метаморфических пород, образовавшихся из осадочных, при отсутствии привноса магнитного материала магнитная восприимчивость изменяется от 0 до $100 \cdot 10^{-6}$ CGSM. Низкими значениями ($\chi < 50 \cdot 10^{-6}$ CGSM) отличаются слюдяные и роговообманковые кристаллические сланцы. Гнейсы, амфиболиты, кварциты, роговики и мигматиты имеют сравнительно близкую магнитную восприимчивость. Среднее значение χ этих пород для различных районов варьирует от $(0-300) \cdot 10^{-6}$ CGSM до $(3000-6000) \cdot 10^{-6}$ CGSM. Преобладают слабомагнитные разности. Однако у амфиболитов встречаются значения намагниченности J_i до нескольких десятков тысяч $\cdot 10^{-6}$ CGSM. Наи-

ТАБЛИЦА 7. УДЕЛЬНОЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ СОПРОТИВЛЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ТИПОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД (В ОМ·М)

Порода	Пределы изменения	Среднее значение
Кварц-серицитовые сланцы	30—6·10 ⁴	(2—5)·10 ²
Кварц-хлоритовые сланцы	30—1·10 ⁵	(2—4)·10 ³
Мрамор	9·10 ² —1·10 ⁴	5·10 ³
Гнейсы	30—9·10 ⁴	3·10 ³
Амфиболиты	1·10 ³ —1·10 ⁵	(2—4)·10 ⁴

более магнитны микрокристаллические сланцы (хлоритовые и кварц-хлоритовые), для которых средняя интенсивность намагничивания J_i в некоторых случаях превышает $10\,000 \cdot 10^{-6}$ СГСМ.

Удельное электрическое сопротивление метаморфических пород зависит главным образом от их пористости и связанной с ней обводненности, а также от степени минерализации поровых вод. Пористость метаморфических пород уменьшается с ростом метаморфизма, при этом соответственно возрастает удельное электрическое сопротивление (табл. 7).

Метаморфические породы различного состава, находящиеся в одной толще, могут различаться средними значениями электрического сопротивления почти на порядок (например, филлитовые и ставролит-биотитовые сланцы).

При объеме трещин более 10% и обводненности удельное электрическое сопротивление почти не зависит от сопротивления самой породы. Поэтому только при небольшой трещиноватости пород (меньше 5%) электроразведка может применяться для выделения и прослеживания отдельных разновидностей метаморфических пород.

Скорость упругих колебаний в метаморфических породах достаточно дифференцирована, хотя диапазон изменения скоростей очень широк.

В различных провинциях пределы этих изменений могут не совпадать. Так, в Карелии скорость распространения продольных волн в метаморфизованных сланцах 4500—5700, в гнейсах 3000—5300, в амфиболитах 5500—6500 м/с. Таким образом, среди метаморфических толщ наиболее уверенно могут быть расчленены гнейсо-амфиболитовые. На КМА скорость продольных волн в метаморфизованных сланцах 3600—5000 м/с, в гнейсах 5100—7000 м/с, что позволяет сравнительно уверенно их разделять. В то же время среди сланцев низкими скоростями (меньше 4000 м/с) выделяются графитизированные сланцы.

Радиоактивность метаморфических пород невысока и в первую очередь определяется литологическим составом исходных пород. В некоторой степени радиоактивность метаморфических пород зависит от фаций метаморфизма. Зоны мигматизации и гранитизации отличаются несколько повышенной радиоактивностью, но с увеличением степени ультраметаморфизма радиоактивность падает. Это способствует применению радиометрии для изучения степени метаморфизма, а при благоприятных условиях — расчленению метаморфических толщ.

Различные породы или комплексы метаморфических пород в зависимости от особенностей их сочетания и условий залегания по-разному от-

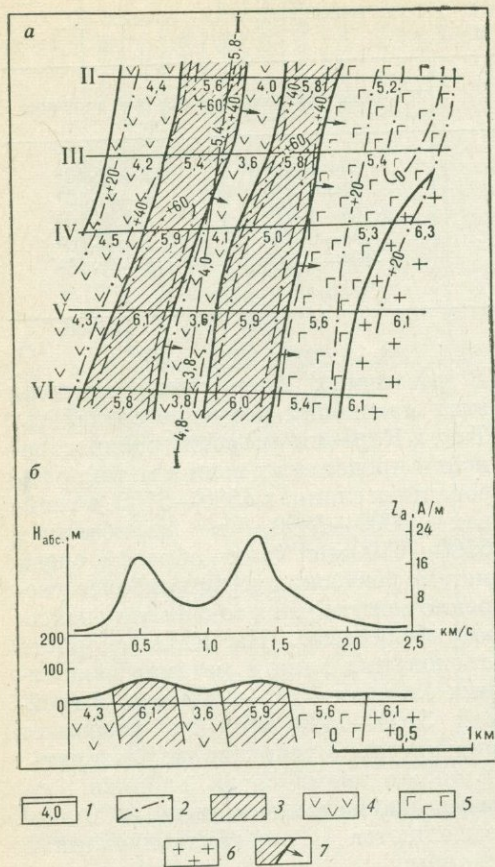


Рис. 12. Комплексная интерпретация геофизических данных по Жигаевскому участку КМА. а — схема физико-геологического строения кристаллического фундамента, б — сейсмо-геологический разрез и кривая Z_a вдоль профиля. 1 — линия профиля и значения граничной скорости V_r , км/с; 2 — изогипсы кровли докембрийского фундамента; 3 — железистые кварциты; 4 — сланцы; 5 — гнейсы; 6 — граниты; 7 — направление падения пластов железистых кварцитов по данным гравиразведки

ражаются в геофизических полях. Например, пласты серицитовых кварцитов, залегающие среди роговообманковых кристаллических сланцев, выделяются гравитационными минимумами и пониженными значениями граничных скоростей. Пласты углистых сланцев выделяются среди сланцевых и гранито-гнейсовых пород зонами низких значений удельного электрического сопротивления и вы-

сокой поляризуемостью. Для железистых кварцитов наиболее характерны линейные зоны положительных гравитационных и магнитных аномалий высокой интенсивности.

При изучении площадей развития метаморфических пород геофизическими методами решаются главным образом следующие задачи:

- 1) расчленение метаморфических пород по вещественному составу и степени метаморфизма;
- 2) оконтуривание выделенных разностей;
- 3) прослеживание по простиранию выделенных комплексов метаморфических пород;
- 4) изучение пликтивной и дизъюнктивной тектоники.

Изучение районов развития метаморфических образований осуществляется обычным путем, т. е. на основании комплексного анализа результатов геофизических съемок, сведений о физических свойствах горных пород и данных о геологическом строении района. Количественная интерпретация аномалий выполняется с целью определения мощности выделенных разностей пород, параметров их залегания и вещественного состава. Наиболее широко для решения всех трех типов задач применяются магниторазведка и гравиметрия.

Электроразведка используется главным образом при изучении мощности осадочного покрова, но может служить также для выделения углистых сланцев, трещинных зон, пород с повышенной механической анизотропией, обычно более трещиноватых и обводненных. Электроразведка позволяет также фиксировать зоны контактового метаморфизма, например в случае ороговикования пород, для которых значительно повышается удельное электрическое сопротивление.

Сейсморазведка используется для определения мощности осадочного покрова, изучения рельефа кристаллического фундамента, как вспомо-

гательный метод для расчленения метаморфического комплекса, особенно сланцево-железоскремнистого.

Радиоактивные методы не находят широкого применения, но в некоторых благоприятных условиях и при небольшой мощности осадочного чехла (первые метры) могут быть использованы для расчленения метаморфических пород и изучения степени метаморфизма.

Для успешного решения перечисленных задач большую роль играет наличие маркирующих горизонтов, значительно отличающихся по физическим свойствам от вмещающих пород и выдержанных по простиранию (например, пласты железистых кварцитов в метаморфических толщах архея и протерозоя, выделяющиеся высокой плотностью и магнитностью).

Выполняя комплексную корреляцию всей совокупности установленных геофизических признаков от профиля к профилю, строят физико-геологические (пластовые) карты (рис. 12), а после геологической привязки пластов (на обнажениях, в горных выработках или скважинах) — геологические карты.

Физико-геологические карты, особенно при наличии достаточно выдержанных маркирующих горизонтов, кроме вещественного расчленения фундамента дают представление о структуре фундамента, отражая в той или иной мере пликтивную и дизъюнктивную тектонику.

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Осадочные породы слагают как скальное основание складчатых районов, так и осадочный покров складчатых и платформенных областей.

Изучение геологического строения осадочного чехла с целью поисков рудных месторождений выполняют главным образом при поисках россыпных месторождений (ильменита,

рутила, титана и др.), а также при поисках месторождений, связанных с корой выветривания пород фундамента.

При изучении осадочного покрова методами геофизики решают в основном следующие задачи: 1) определяют мощность осадочного чехла; 2) производят литологическое расчленение разреза; 3) выделяют и прослеживают маркирующие горизонты.

При изучении осадочных пород скального основания геофизические методы применяются для: 1) литологического расчленения осадочных толщ и определения границ развития пород или комплексов пород; 2) определения элементов залегания пластов (простирания, углов падения); 3) трассирования маркирующих горизонтов; 4) изучения пликтивной и дизъюнктивной тектоники.

При изучении осадочных пород применяются электроразведка, сейсморазведка и гравиметрия. Наибольшее применение при решении перечисленных задач нашли методы электроразведки (главным образом методы ВЭЗ и электропрофилирования).

ПРИМЕРЫ ПРИМЕНЕНИЯ РУДНОЙ ГЕОФИЗИКИ

Геофизические исследования применяются на всех стадиях геолого-поисковых работ, начиная с выделения и изучения структурно-формационных зон и кончая изучением рудных полей и месторождений.

Структурно-формационным зонам, принадлежащим к областям различного тектонического режима, соответствуют геофизические поля различного характера, который определяется физическими свойствами осадочных, метаморфических и магматических формаций, слагающих зону, и ее структурным планом. Примером могут служить магнитное и гравитационное поля миогеосин-

клинальной редкометальной и золоторудной зоны Калбы и эвгеосинклинальной медно-полиметаллической и железорудной зоны Рудного Алтая. Отложения первой зоны представлены преимущественно аспидной, флишевой и граувакковой формациями, а интрузивный комплекс зоны — формацией гранитов батолитового типа. В геофизических полях Калбинская зона отражена нормальным или слабоинтенсивным отрицательным магнитным полем и отрицательным малоинтенсивным гравитационным полем.

Отложения Рудно-Алтайской структурно-формационной зоны представлены кварц-кератофировой, андезит-дацитовой и карбонатно-сланцевой формациями, а интрузивные комплексы — плагιοгранит-порфировой, габбро-гранодиорит-гранитной, гранито-батолитовой и андезит-базальтовой формациями. В геофизических полях Рудно-Алтайской зоне в основном соответствуют положительное дифференцированное магнитное поле и положительное гравитационное поле.

Зайсанская геосинклиналь, в пределах которой расположены структурно-формационные зоны Калбы и Рудного Алтая, относится к фемическо-сиалитическому типу. Еще контрастнее геофизические поля структурно-формационных зон в геосинклиналях фемического типа. Например, для Валериановской железорудной зоны (Казахстан) в соответствии с широким развитием магматизма повышенной основности характерны магнитные и гравитационные поля повышенной интенсивности, более контрастные при сравнении с соседними зонами.

Тагило-Магнитогорский прогиб Уральской геосинклинальной системы прослеживается полосой повышенных значений гравитационного поля и магнитным полем сложной структуры, сопровождаемой

интенсивными локальными аномалиями.

Геофизические поля положительных структур в значительной степени отражают особенности физических свойств пород, слагающих их ядра. Например, палеозойские антиклинальные складки, крылья которых сложены осадочными породами, а ядра подставлены докембрийским суперкрупным комплексом, выделяются положительными гравитационными полями. Эти породы обычно могут быть выделены электропрофилеированием из-за их меньшей влагоемкости по сравнению с породами крыльев складки. В случае, когда в ядрах поднятий широко развиты граниты (Уральские зоны поднятий), в гравитационном поле наблюдаются глубокие минимумы.

Очень разнообразно проявляются в геофизических полях разломы. В гравитационных и магнитных полях они часто фиксируются линейными зонами повышенного градиента. Широкие зоны дробления могут отражаться зонами минимума в гравитационном поле и на картах изоом (кажущегося электрического сопротивления) и зонами повышенной радиоактивности. При внедрении в зону разлома интрузий основного состава наблюдаются характерные цепочки локальных положительных магнитных аномалий (рис. 13). Во многих случаях разломы хорошо выделяются методами сейсморазведки, и пока это единственный метод, позволяющий в какой-то степени изучать глубинную морфологию разломов.

Одной из задач детальных поисковых работ является расчленение геологических формаций по вещественному составу и непосредственное изучение тех или иных пород, с которыми более тесно генетически или пространственно связаны месторождения. На этой стадии также изучаются структуры, но уже второго

и третьего порядков, могущие быть рудоконтролирующими факторами.

При непосредственном сопоставлении физических свойств горных пород, слагающих разрез, в принципе можно определить, какие их сочетания благоприятны для применения геофизики с целью выделения интересующих нас комплексов пород и картирования слагаемых ими структур. Например, очевидно, что массивы основных изверженных пород, залегающие среди пород осадочного или метаморфического комплексов, а также среди кислых разностей вулканогенных пород, будут выделяться положительными гравитационными и магнитными аномалиями (если не подвергались вторичным изменениям). При неглубоком залегании этих пород магнитное поле, особенно у эффузивов, будет носить беспокойный изрезанный характер. В свою очередь, кислые разности изверженных пород среди основных вулканогенных пород будут выделяться гравитационным минимумом, нормальным или отрицательным магнитным полем. Графитизированные сланцы, залегающие среди микрокристаллических сланцев, в геофизических полях выделяются низкими значениями кажущегося электрического сопротивления, высокой поляризуемостью и низкими значениями граничных скоростей упругих волн.

При сложной физико-геологической обстановке, даже при условии благоприятной дифференциации пород по физическим свойствам, изучение геологического строения рудного района методами геофизики может оказаться весьма затрудненным. В то же время нередко слабо дифференцированный по физическим свойствам разрез не является помехой для решения ряда геологических задач. Такие условия могут определяться благоприятным сочетанием мощностей контактирующих пород и

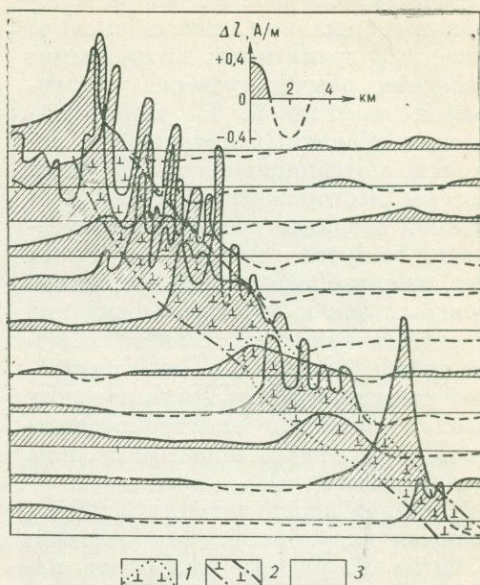


Рис. 13. Характер магнитного поля ΔT над гипербазитами Чу-Илийского антиклинория нижнего палеозоя.

1 — контур выхода интрузии гипербазитов; 2 — контур гипербазитов по данным аэромагнитной съемки; 3 — осадочные породы нижнего палеозоя

условий их залегания, наличием приконтактных изменений, зон трещиноватости или рассланцевания.

Зоны пиритизации, ороговикования и др. в районах со слабо дифференцированными по физическим свойствам толщами пород часто позволяют использовать методы геофизики в целях геологического картирования и поисков. В рудных районах за счет вторичного изменения пород (скарнирование, сульфидизация, ороговикование, альбитизация, грейзенизация, окварцевание и т. п.) появляются дополнительные возможности для локализации перспективных участков.

Приведем ряд примеров. Известно, что кварц-касситеритовые и пегматитовые месторождения олова, месторождения шеелитовых скарнов, кварц-молибденитовых жильных месторождений и месторождения

вольфрама (скарновые, кварц-вольфрамовые жильные, штокверковые) связаны с гранитными интрузиями; последние обычно успешно картируются геофизикой. Но после выявления гранитных интрузий, с которыми потенциально могут быть связаны месторождения, перед геофизикой возникают задачи непосредственного прослеживания кварцевых жил, шеелитоносных скарнов, штокверковых зон и др. Прослеживание кварцевых жил осуществляется обычно после выполнения литохимической съемки, в зонах геохимических ореолов методами электропрофилирования (не исключено применение и других методов).

Примером использования магнито-разведки для локализации участков развития кварцевых жил среди измененных пород могут служить работы на одном из золоторудных месторождений Калбы. Магнито-разведка применялась для изучения строения толщи слабо дифференцированных по магнитным свойствам эффузивов ($\chi < 50 \cdot 10^{-6}$). Зона измененных порфиритов, рассланцованных и серицитизированных, к которой приурочены кварцевые жилы, выделялась минимумами ΔZ интенсивностью до 200 гамм.

Аналогично при поисках шеелитовых скарнов в связи с наличием в зонах скарнирования магнетита широко применяется магнито-разведка (масштаба 1 : 100 000 и крупнее).

При поисках месторождений олова кварц-касситеритовой или сульфидно-касситеритовой формаций возможности геофизики далеко не одинаковы. Кварц-касситеритовые руды не выделяются плотностью (2,6—2,7 г/см³) из вмещающих пород и практически немагнитны, что в обычных условиях исключает применение наиболее дешевых и мобильных методов (магнитометрия и гравиметрия). Но кварц-касситеритовые жилы обладают высоким удельным со-

противлением (сотни и тысячи ом на метр), поэтому для их поисков с переменным успехом используется электропрофилирование, чаще метод средних градиентов (масштаб 1 : 5000 и крупнее).

Сульфидно-касситеритовые руды значительно контрастнее по физическим свойствам. Плотность руд 3,4—4,4 г/см³, магнитная восприимчивость (3000—5000) $\cdot 10^{-6}$ СГСМ в зависимости от содержания пирротина. При значительном содержании сульфидов кажущееся электрическое сопротивление ρ_k руд низкое (единицы, первые десятки ом на метр), они также электрохимически активны. Поэтому при поисках сульфидно-касситеритовых жил можно применять различные методы электроразведки и их модификации. Обычно используют метод естественного электрического поля (ЕП), методы электропрофилирования, например КЭП. При наличии в рудах пирротина применяют магнито-разведку. Съемки ведутся в масштабах 1 : 10 000 и крупнее.

Примером применения геофизических методов с целью локализации рудоперспективных зон могут служить работы, связанные с поисками штокверковых вольфрам-молибденовых месторождений в Казахстане. Указанные месторождения приурочены к надинтрузивным зонам пермских лейкократовых гранитов, которые имеют отрицательную избыточную плотность ($\Delta\sigma = 0,05—0,20$ г/см³) по сравнению с вмещающими породами. Характер гравитационных аномалий позволяет судить о размерах, форме, особенностях залегания контактов гранитных массивов. Особенно перспективны выступы в кровле массивов, которые фиксируются внутренними более глубокими минимумами. Количественная интерпретация гравитационных аномалий затруднительна, и для получения надежных данных необхо-

димо наличие опорных геологических сведений и комплексирование гравиразведки с другими методами геофизики — магниторазведкой и радиометрией.

Выделение интрузивов и надинтрузивных зон облегчается благодаря интенсивному проявлению контактового метаморфизма и связанного с ним увеличения магнитной восприимчивости до сотен и первых тысяч единиц $\cdot 10^{-6}$ СГСМ. В зонах гидротермально измененных пород вмещающие породы частично теряют магнитные свойства. Такие зоны особенно характерны для существенно молибденовых руд.

Штокверковые вольфрам-молибденовые месторождения часто сопровождаются пиритизацией, с которой связано снижение удельного электрического сопротивления, а также возникновение естественных электрических полей. Это позволяет использовать для их поисков (рис. 14) методы электроразведки — электропрофилирование, метод естественного поля, метод ВП.

Гидротермальное изменение пород часто сопровождается понижением их магнитных свойств в связи с замещением магнетита гематитом, мартитом или пиритом. Поэтому зоны пониженной интенсивности магнитного поля в благоприятной геологической обстановке могут являться косвенным поисковым признаком не только при поисках штокверковых вольфрам-молибденовых руд, но также при поисках, например, медно-полиметаллических месторождений, в местах развития которых наблюдается интенсивное изменение вмещающих пород гидротермальными процессами, или меднопорфировых руд, связанных с массивами вторичных кварцитов, и др.

При поисках месторождений редких металлов (олова, вольфрама, молибдена, висмута) геофизические методы применяются главным обра-

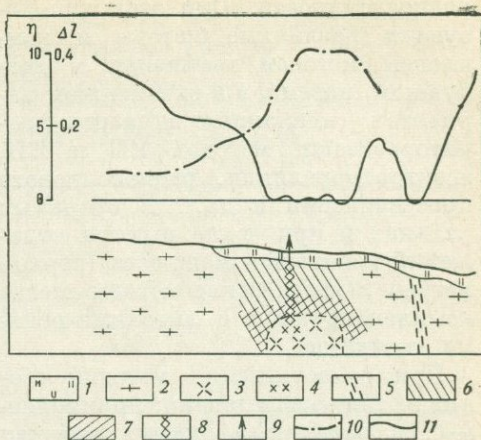


Рис. 14. Схематический разрез месторождения. 1 — современные отложения; 2 — сиениты; 3 — гранодиорит-порфиры, предполагаемые по данным магниторазведки; 4 — гранодиорит-порфиры, вскрытые проверочной скважиной; 5 — зона разлома по данным магниторазведки; 6 — гидротермально измененные породы по данным магниторазведки; 7 — рудная минерализация, предполагаемая; 8 — рудная минерализация, вскрытая проверочной скважиной; 9 — проверочная скважина; 10 — электрополюризующий элемент; 11 — напряженность магнитного поля ΔZ , А/м

зом для решения картировочных задач, связанных с изучением структурно-формационных зон, структуры рудных полей, а также с задачами выявления и изучения геологических объектов, с которыми ассоциируют месторождения (изверженные породы, участки метасоматически измененных пород и т. д.). Учитывая тесную связь эндогенных месторождений с зонами гидротермально измененных пород, перспективным методом выделения последних является азрогамма-спектрометрия, сопровождаемая в пределах выявленных аномальных зон наземными радиометрическими исследованиями.

Непосредственные поиски рудных тел методами геофизики могут осуществляться только при особо благоприятных условиях, например, когда в рудных телах присутствуют в значительных количествах минералы высокой проводимости, магнитности или

радиоактивности. При этом используются различные методы и комплексы методов геофизики в воздушном, наземном и скважинном вариантах (скважинные варианты магниторазведки, методов ЕП и ВП, электрокорреляции, радиоволнового просвечивания и др.). В открытых районах и при чехле рыхлых отложений небольшой мощности (первые метры) геофизические методы всегда комплексированы с литохимическими съемками.

При сопоставлении методик геофизических исследований, применяемых в различных рудных районах при поисках или оценке того или иного конкретного типа рудных месторождений, наряду с существенными общими чертами можно отметить и значительные расхождения. Общей, оптимальной для данного типа рудных месторождений методики нет, что объясняется естественным следствием ряда причин: физико-геологических, орографических, технических и даже субъективных.

Как известно, месторождения одной и той же формации, размещенные даже в одном и том же регионе, могут различаться рудовмещающими структурами и морфологией рудных тел, вмещающими породами, характером окolorудных изменений, аксессуарными минералами, глуби-

ной эрозийного среза рудовмещающих блоков, характером пострудной тектоники. Все это создает свой, в той или иной степени индивидуальный физико-геологический облик рудных районов, полей и месторождений.

Например, месторождения кварц-касситеритовой формации Чукотки представлены жилами и штокверками. Вмещающими породами для них являются песчаники, глинистые сланцы, гранитоиды. Но сланцы могут быть филлитизированы, песчано-сланцевые породы ороговикованы и др. Это создает местные вариации физико-геологического строения месторождений и соответственно отражается на методике геофизических работ. Вариации в методике также связаны с наличием разнообразных модификаций методов геофизики (особенно это касается электроразведки). Преимущество применения той или иной из них не всегда очевидно. Играет роль и личный опыт исполнителя.

Более подробно вопрос применения методов геофизики при поисках и оценке рудных месторождений рассмотрен на примере железорудных месторождений во втором томе в разделе «Физико-геологические основы поиска и оценки железорудных месторождений».

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ — ПРОИЗВОДНЫЕ ПРЕИМУЩЕСТВЕННО КОРОВЫХ МАГМ

ФОРМАЦИИ СЛЮДОНОСНЫХ И РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ

С пегматитовыми месторождениями связаны разнообразные полезные ископаемые: мусковит, редкие металлы, олово, пьезооптическое сырье и др. В качестве попутных полезных ископаемых используются полевые шпаты, кварц и мелкий мусковит. В некоторых случаях промышленное значение имеют цветные камни: турмалины, аметисты и др.

Пегматиты, продуцирующие различные полезные ископаемые, широко распространены на территории Советского Союза. Они встречаются в архейских щитах платформ — Балтийском и Алданском, в протерозойских складчатых структурах по окраинам Сибирской платформы, в зонах каледонид и герцинид. Значительные концентрации редких металлов известны во многих этих районах; слюдяные месторождения встречаются крайне редко. Только два района имеют существенное значение как источник получения мусковита — Мамский и Карело-Мурманский. Небольшие месторождения слюды некоторое время эксплуатировались в Восточных Саянах, Енисейском крае и на Урале. Значительно меньшая распространенность слюдоносных пегматитов объясняется, вероятно, тем, что на современной поверхности земли реже выходят глубинные комплексы пород, в которых и встречаются слюдяные пегматиты. Палеозойские и мезозой-

ские структуры, денудированные, как правило, менее значительно, включают редкометальные и хрусталеносные пегматиты. Зоны альпийской складчатости вообще не содержат пегматитов, за исключением ядер антиклинориев, в которых обнажаются блоки древних пород.

По представлениям некоторых исследователей, приуроченность редкометальных и хрусталеносных пегматитов к более молодым комплексам пород объясняется минерагенической специализацией разновозрастных метаморфических комплексов, закономерно сменяющихся в истории развития земной коры.

По мнению А. Е. Ферсмана (1940), все минеральные виды возникли в строгой последовательности в определенных геофазы длительного процесса пегматитообразования: в ранние геофазы выделялся мусковит, а в более поздние — минералы, содержащие тантал, редкие металлы и др. Однако исследования более поздних лет (Гинзбург, Родионов, 1960; Родионов, 1964) показали, что не все перечисленные выше полезные ископаемые встречаются в одних и тех же пегматитовых полях, как это можно было ожидать, исходя из представлений А. Е. Ферсмана. Мусковит характерен для глубинных пегматитов, а редкие металлы — для средних глубин. Следовательно, главные особенности рудоносности

пегматитов возникают в зависимости от глубины их образования. Дальнейшие исследования позволили установить, что глубина образования и давление определяют не только полезную минерализацию пег-

матитов, но и характер вмещающих метаморфических пород, состав материнских гранитов, температуру образования, т. е. фацию пегматитов.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФОРМАЦИЙ ПЕГМАТИТОВ

По геологическим условиям формирования, типоморфизму породообразующих минералов и особенностям рудной минерализации в настоящее время выделяются пять пегматитовых формаций (Родионов, 1964).

Наиболее глубокой является фация редкоземельных пегматитов.

Эти пегматиты приурочены к архейским комплексам пород гранулитовой фации метаморфизма, включающим микроклиновые аляскитовые граниты. В пределах этих комплексов пород распространены флогопитовые месторождения. В составе пегматитов преобладает микроклин,

ТАБЛИЦА 8. ХАРАКТЕРИСТИКА ФОРМАЦИЙ ПЕГМАТИТОВ

Фация пегматитов	Примерная глубина, км	Наиболее характерные минеральные ассоциации пегматитов	Фация (субфация) метаморфизма вмещающих пород (Винклер, 1969)	Полезные ископаемые (основные выделены)
Редкоземельная	> 8	Микроклин, кварц, ортит, бетафит, фергусонит, менделеевит и др.	Гранулитовая	Не встречаются
Мусковитовая	6—8	Плагиоклаз, микроклин, мусковит, биотит, шерл, апатит	Амфиболитовая фация, кианит-мусковит-кварцевая субфация	Мусковит, микроклин, плагиоклаз, кварц, мелкий мусковит (< 4 см)
Мусковит-редкометаллическая	6—5	Микроклин, мусковит, кварц, альбит	Амфиболитовая фация, ставролит-кварцевая субфация	Мусковит, кварц, микроклин
Редкометаллическая	4—5	Микроклин, кварц, альбит, цветные турмалины, танталит, поллуцит, касситерит, лепидолит и др.	Амфиболитовая фация, андалузит-кордирит-мусковитовая субфация	Поллуцит, танталит, касситерит, микроклин, кварц, мусковит (мелкий) и др.
Хрустальные пегматиты	2—4	Микроклин, кварц, горный хрусталь, флюорит (оптический), топаз	Зеленых сланцев	Пьезокварц, флюорит

типоморфными минералами являются ортит, бетафит, фергусонит, менделеевит и др. (Калинин, 1957). Мусковита и других полезных ископаемых они не содержат. Формация мусковитовых пегматитов также относится к образованиям значительных глубин, хотя и несколько меньших, чем в случае редкоземельных пегматитов. Эти пегматиты располагаются в дистеновых сланцах.

К образованиям средних глубин относится формация редкометалльных пегматитов, в которых широко развиты процессы альбитизации и грейзенизации. С последними связано появление касситерита, цветных турмалинов, лепидолита, поллуцита, тантало-ниобатов и других минералов с редкими элементами. Часть редкометалльных пегматитов, более глубинных, образуют переходы к мусковитовым пегматитам (В. В. Щип-

цов, 1975 г.). Располагаются они в андалузитовых сланцах.

Наконец, в условиях относительно малых глубин образуется формация хрусталеносных пегматитов. Они входят в комплекс пород, представленный зелеными сланцами, и характеризуются развитием миароловых пустот, выполненных пьезооптическими минералами.

Таким образом, каждая из выделенных формаций пегматитов характеризуется характерным набором типоморфных минералов, размещается в породах определенной фации или субфации метаморфизма и, как будет показано ниже, генетически связана с гранитоидами специфического состава.

Пегматиты, образующиеся в одинаковых условиях глубинности, обнаруживают сходство признаков данной формации вне зависимости от их возраста (табл. 8).

ПЕГМАТИТОВЫЕ РАЙОНЫ

Группировка пегматитовых тел какой-либо формации в пределах более или менее выраженных районов проявляется в большинстве пегматитовых провинций. Пегматитовые районы — это обычно вытянутые участки земной коры, в которых локализация пегматитов подчинена определенной тектонической структуре, созданной проявлением одной фазы тектогенеза. Пегматиты каждого района генетически связаны с гранитоидами одного возраста.

Типы тектонических структур, от которых зависят пространственное положение и внутреннее строение пегматитовых районов, существенно различны; следовательно, не может быть и единых — общих закономерностей размещения пегматитов. Вместе с тем сопоставление материалов по многим провинциям отчетливо выявляет общие черты для много-

численных пегматитоносных районов отличающие их от других, и создает возможность некоторой их систематики и выделения главнейших типов.

В зависимости от времени формирования пегматитовых районов по отношению к складчатости и пространственного положения выделяются следующие типы пегматитовых районов.

I. Пегматитовые районы, образующиеся в период регионального сжатия.

1. Районы синорогенных пегматитов в терригенных толщах геосинклиналей.

2. Районы синорогенных пегматитов в зонах отраженной активизации.

II. Пегматитовые районы, образующиеся в период регионального растяжения, связанные с трещинными интрузиями гранитоидов.

3. Районы посторогенных пегматитов.

В основе такой систематики лежат следующие положения.

1. Анализ существующих геологических материалов позволяет прийти к выводу, что главными факторами, определяющими особенности размещения пегматитов различных формаций, являются положение пегматитовых районов в пространстве по отношению к геосинклиналям и время их появления в ходе истории развития складчатых областей. Эти два фактора являются основными и определяют все остальные, в частности особенности материнских гранитоидов, структуру пегматитовых полей, состав вмещающих пород и др.

2. Отчетливо выявляются обособленные районы развития синорогенных гранитов и сопровождающих их пегматитов, располагающихся в пределах складчатых областей в определенных структурно-фациальных зонах геосинклиналей, сложенных преимущественно терригенными породами. В размещении гранитов и связанных с ними пегматитов здесь большое значение имеют складчатые структуры.

3. Иные закономерности характерны для пегматитовых районов, появляющихся в областях, сопредельных с геосинклиналями — в активизированных структурах более раннего формирования — в рамках геосинклиналей. В этих условиях пегматитовые районы приурочены к узким зонам расланцевания, наложенным на древние комплексы. Вмещающие породы для этого типа пегматитовых районов могут быть весьма разными.

4. Пегматитовые районы первых двух типов имеют некоторые общие особенности: они формируются в период замыкания геосинклиналей, т. е. в период господства условий регионального сжатия. Это отличает их от третьего типа пегматитовых районов, образующихся после замыкания

геосинклиналей, в период образования разрывов, возникающих в обстановке преобладающего растяжения. Пояса этого типа располагаются вдоль краевых разломов, по разломам, разделяющим структурно-фациальные зоны геосинклиналей, и т. д. Пегматиты в этих случаях появляются как в самих материнских массивах гранитов трещинного типа, так и в самых разнообразных осадочно-метаморфических породах. С третьим типом районов связаны только хрусталеносные пегматиты, поэтому в дальнейшем они не характеризуются.

Выделение этих типов пегматитовых районов имеет существенное значение как для понимания условий пегматитообразования, так и для практики поисковых работ; для каждого из этих типов должны использоваться свои поисковые и оценочные критерии.

РАЙОНЫ СИНОРОГЕННЫХ ПЕГМАТИТОВ В ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩАХ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

Вопрос о том, какими тектоническими структурами контролируется размещение пегматитовых полей и отдельных пегматитовых тел, до сих пор является дискуссионным. Часть геологов считает, что пегматиты любых формаций образуются после полного завершения складкообразования и их размещение контролируется зонами разломов.

Так, развивая представление о послескладчатом образовании пегматитовых полей, А. И. Гинзбург, И. Н. Тимофеев и Л. Г. Фельдман (1975) отмечают случаи, когда редкометалльные пегматитовые поля, как и массивы родоначальных гранитов, пересекают дизъюнктивные нарушения, не обнаруживая смещений, хотя эти нарушения смещают слои метаморфической толщи. Следовательно, пегматитовые поля возни-

как всегда после завершения складчатости, регионального метаморфизма и проявлений послескладчатых дизъюнктивных дислокаций.

Не менее широко распространено представление о том, что пегматитообразование совпадает во времени с поздними этапами развития складчатых структур и контролируется их отдельными элементами, особенно такими, как перегибы осей складок в вертикальной и горизонтальной плоскостях, замковые области складок второго и третьего порядков и др. Существенное значение имеют разрывные и сколовые трещины, возникающие при складкообразовании в отдельных слоях толщи под влиянием местных напряжений сжатия и растяжения (Родионов, 1959; Великославинский и др., 1963).

Между тем, вся сумма разносторонних геологических связей пегматитов разных формаций с определенными геологическими образованиями, сменяющими друг друга во времени в строгой последовательности: терригенные породы флишевой формации → комплексы регионально-метаморфизованных пород → конформные массивы гранитоидов, размещающихся в антиклинальных структурах → пегматитовые тела с согласными контактами, приуроченные к складкам, свидетельствует о неразрывной цепи событий, находящейся во временной связи и взаимной зависимости.

Предполагая, что пегматиты пространственно контролируются тектоническими разломами, возникающими после завершения складкообразования в какое-то последующее время, мы разрываем эту сумму связей, в результате чего становятся случайными связь пегматитов с геологическими формациями, тесная пространственная связь пегматитов разной минерализации с метаморфическими полями зонального строения и многое другое. Очевидно пег-

матиты, как и соответствующие петрографические комплексы пород, являются закономерными продуктами геосинклинальных зон, образующихся начиная со времени заполнения их осадочными породами, замыкания подвижных зон, регионального метаморфизма, складкообразования и появления кислой магмы.

Из систематики пегматитоносных районов видно, что существуют и посторогенные пегматиты. Подсчет показывает, что из всего числа пегматитовых областей Советского Союза более половины представлено областями синорогенных пегматитов в терригенных толщах геосинклиналей. К ним относятся крупные районы слюдяных и редкометалльных пегматитов — зоны протерозойской геосинклинали, расположенной по южной окраине Сибирской платформы, пегматитовые районы Восточной Сибири и Дальнего Востока и др. Их размеры иногда достигают многих сотен километров по простиранию и десятки километров по ширине.

Для большинства районов характерна высокая концентрация пегматитовых тел, как пластовых, так и секущих пласты вмещающих пород. Состав пегматитов в различных поясах разный, но в пределах одного пояса господствуют сравнительно однотипные пегматиты.

Пегматиты рассматриваемого типа закономерно связаны с терригенными породами флишевой формации, метаморфизованными в амфиболитовой фации метаморфизма. Несколько детализируя характеристику строения метаморфических полей, следует добавить, что они всегда зональны. Это помогает точно определять естественные границы распространения пегматитов данной формации.

Так, например, в Мамском слюдяном районе степень регионального метаморфизма пород неоднородна (Соколов, 1970). Она постепенно убывает от осевой части

синклинория к периферии, образуя ряд концентрических метаморфических зон, представленных породами серицит-хлоритовой и биотит-хлоритовой субфацией зеленосланцевой фации, эпидот-амфиболитовой и ставролит-альмандиновой фаций; кианит-альмандиновой и силлиманит-альмандин-мусковитовой субфациями амфиболовой фации. Процесс регионального метаморфизма, создавший эту зональность, протекал в один этап, включающий прогрессивную и регрессивную стадии. Установлено, что слюдоносные пегматиты не выходят за пределы распространения пород кианит-альмандиновой субфации.

На юго-западном и частично на юго-восточном флангах слюдоносного района распространение слюдоносных жил четко контролируется изоградой перехода кианита в силлиманит. На северо-западе района граница слюдоносности проходит в зоне перехода дистен-мусковит-кварцевой субфации метаморфизма в ставролит-кварцевую. На северо-восточном фланге контур слюдоносной площади совпадает с контуром пород кадаликанской подсерии, измененных в фации зеленых сланцев.

Интересная зональность метаморфического поля отмечена в одном районе редкометальных пегматитов Сибири. Здесь редкометальные пегматиты с различной минерализацией закономерно располагаются в зонах пород различных субфаций метаморфизма таким образом, что зональность метаморфического поля определяет зональность строения поля пегматитов (Гинзбург, Тимофеев, Фельдман, 1975).

Материнские граниты синорогенных пегматитов генетически связаны с определенными комплексами гранитоидов. Для гранитоидов геосинклиналей вообще характерны крупные, часто батолитового типа интрузивы, вытянутые вдоль гос-

подстывающего простирания складчатых структур. Однако сами эти крупные массивы редко бывают пегматитоносны; обычно материнскими по отношению к пегматитам являются тела сателлитов этих крупных массивов; сателлиты занимают площадь размером в несколько километров. Для таких массивов характерны вытянутые вдоль простирания пород формы, но наряду с ними имеются и изометричные.

Морфология и строение материнских массивов для интрузий разного возраста различные. Тела материнских гранитоидов докембрийских пегматитов имеют, как правило, более неправильные очертания, хотя и относятся, в общем, к тем же морфологическим типам. Особенно сложную форму имеют массивы в слюдоносных районах. Форма их усложнена многочисленными апофизами; характерно обилие в эндоконтактных зонах согласных ксеноконтактов, а в экзоконтактных ореолах — согласных апофиз и широких зон мигматизации пород.

Массивы материнских позднепротерозойских синорогенных редкометальных гранитов менее глубинные и проще по форме.

Положение в пространстве как слюдоносных, так и редкометальных гранитных массивов контролируется складчатыми структурами в основном антиклинального типа. Структуры, контролирующие размещение районов синорогенных пегматитов, отличны от структур, определяющих положение районов пегматитов других типов. Сопоставление геологического строения районов рассматриваемых пегматитов показывает, что многие из них размещаются в структурах типа синклинорий и антиклинорий или же типа горстов и грабен.

Размеры пегматитовых районов в значительной степени зависят от протяженности контролирующих их

тектонических структур. Наиболее крупные районы, контролируемые складчатыми структурами, расположены в пределах геосинклиналей, около края платформ, направляющая роль границ которых определила линейную вытянутость складок и их субпараллельное расположение. Примерами подобного рода пегматитовых районов могут служить пегматитоносные территории Мамской, Енисейской и других провинций, прослеживающиеся на многие сотни километров.

С удалением от края платформ, где их ориентирующее влияние ослабевает, тектонические структуры и контролируемые ими пегматитовые районы менее протяженны. Такими особенностями характеризуются, в частности, пегматитовые районы Казахстана.

Размещение пегматитовых районов в основном зависит от того, какое положение в контролирующих структурах занимают благоприятные для пегматитов комплексы пород. Если такие породы обнажаются в ядрах складчатых структур, пегматиты сосредоточиваются в осевых зонах последних. В случаях, когда продуктивные для пегматитов толщи пород слагают крылья складчатых сооружений, пегматитовые районы располагаются также в крыльях. Иногда пегматитовые районы переходят из одного крыла структуры в другое (в участках периклинального замыкания структур, например Жуинский антиклинорий и др.).

Таким образом, роль структур первого порядка в размещении пегматитовых районов достаточно своеобразна. Она тесно связана с влиянием стратиграфо-литологических факторов, а также факторов метаморфической зональности и выражается в том, что тектонические складчатые структуры определяют закономерное пространственное положение на местности продуктивных пегматитоносных толщ пород, измененных

в определенных субфациях метаморфизма.

Аналогичную роль могут играть структуры более поздних блоковых перемещений типа горстов и грабен. Если продуктивные горизонты пород относятся к глубоким структурным этажам, их выход на поверхность может быть обусловлен наличием структур типа горстов, в пределах которых эрозионный срез обнажает более древние породы. Если пегматитоносные комплексы относятся к верхним структурным этажам, пегматитовые пояса оказываются расположенными в структурах типа грабен, сохранивших их от эрозии. Границы таких структур определяют контур площадей развития пегматитов.

В качестве примера приведем краткую характеристику геологических особенностей двух наиболее типичных районов с пегматитами, относящимися к разным формациям. Район редкометальных пегматитов по южному краю Сибирской платформы располагается в пределах выходов пород среднего протерозоя. Последние образуют сравнительно узкую полосу (10—20 км) протяженностью сотни километров среди глубоко метаморфизованных сланцев и гнейсов архея и нижнего протерозоя. С северо-востока и юго-запада ее границами служат крупные региональные разломы, проходящие вдоль края Сибирской платформы. Область между этими разломами в процессе формирования структур была опущена; в результате на современной поверхности совмещены породы двух структурных ярусов, залегающих первоначально на уровнях, отличавшихся по высоте более чем на 1 км. Большинство геологов эту структуру определяют как грабен; некоторые исследователи считают ее древним авлакогеном.

Толща среднепротерозойских пород района весьма неоднородна

в отдельных разрезах. По современным данным она расчленяется на ряд свит, в двух из которых распространены редкометалльные пегматиты. Породы этих свит широко развиты в ядрах многочисленных антиклинальных структур среди грабена. Исходные осадки представлены преимущественно конгломератами, гравелитами и полимиктовыми песчаниками и глинами.

Для толщ среднепротерозойских отложений характерно ритмичное переслаивание пород в разрезах от ритмопачек мощностью 1000 м до элементарных ритмов флишoidalного типа, измеряемых миллиметрами. Метаморфические породы, вмещающие редкометалльные пегматиты, сложены кварц-биотитовыми, хлорит-серицитовыми и андалузит-биотитовыми сланцами с прослоями амфиболитов.

Изучение древних пегматитов показывает отчетливую зависимость размещения концентраций редких металлов от состава вмещающих пород. Так, наиболее промышленные рудные тела предпочтительнее залегают в амфиболитах, габбро-анортозитах и других породах основного состава (Гинзбург, Тимофеев, Фельдман, 1975), что используется как поисковый признак, хотя причина такой связи еще не ясна. Здесь имеют значение, по-видимому, физико-механические свойства основных пород, легко раскалывающихся при тектонических деформациях и образующих крупные полости, вмещающие пегматиты.

Важен и химический состав этих пород. Бедность их калием способствует поглощению этого элемента, выделяющегося из жил при альбитизации и кварц-мусковитовом замещении микроклина. Поглощение избытка калия благоприятно для развития метасоматических процессов и связанного с ними рудообразования. Крупные месторождения редко-

металльных пегматитов установлены также среди слюдистых сланцев, мощных толщ известняков и других пород, т. е. наличие толщ амфиболитов не является обязательным фактором.

Редкометалльные пегматиты генетически и пространственно связаны с гранитами второй фазы комплекса. На распределение пегматитовых тел оказывают влияние форма и положение кровли массивов материнских гранитов.

Так, пегматитовые тела одного из полей района в основном тяготеют к зонам экзоконтакта массива гранитов и размещаются вокруг выступов куполов его кровли. Другое поле обтекает крупный массив гранитов с двух сторон. Два поля пегматитов располагаются близ пологого контакта массивов и контролируются зонами разломов.

По мнению большинства исследователей пегматитовые поля и район в целом контролируются зонами глубинных разломов и оперяющих трещин, по представлениям других, пегматиты контролируются складчатыми структурами и сопровождающими их разрывами. В пользу второго представления свидетельствует наличие многих пегматитовых тел и полей, согласных с вмещающими породами и повторяющих все мелкие изгибы толщи по ее простиранию; седловидных тел; крупных поперечно-секущих пегматитовых тел, залегающих в участках перегибов осей складчатых структур по простиранию и падению (в участках ундуляции осей), а также типичных поперечно-секущих «лестничных» пегматитовых тел, располагающихся в одном из пластов, растянутых в процессе изгиба толщи, и др.

Мамско-Чуйский слудоносный район приурочен к крупной складчатой структуре — Мамскому синклинию, а ядре которой выходят кристаллические сланцы мамской и бодайбинской серий, а крылья сло-

жены гранито-гнейсами и мигматитами Чуйского и Верхне-Мамского массивов.

Относительно стратиграфии района и, в частности, соотношений мамской и бодайбинской серий нет единого мнения. Одни исследователи считают эти серии разновозрастными, относя мамскую серию к верхнему архею или нижнему протерозою, а бодайбинскую — к верхнему протерозою (Неелов, 1957). По мнению других, осадки этих серий синхронны, а современное различие в их составе отражает лишь региональную метаморфическую зональность. Возраст осадконакопления датируется в этом случае как верхний протерозой. Возраст метаморфизма кристаллических сланцев, так же как и слюдяных пегматитов, определяется разными методами в пределах 420—315 млн. лет (Великославинский, Казаков, Соколов, 1963).

В. М. Таевский (1973) выделяет в пределах мамской серии четыре свиты (снизу вверх): витимскую — существенно кварцевую и гнейсовую, слюдянкинскую — гнейсово-сланцевую; согдиондонскую — существенно гнейсовую и конкудерскую — гнейсово-известковистую.

В целом синклинорий асимметричен, северо-западное крыло его значительно положе юго-восточного. Внутри синклинория выделяется несколько меньших по размерам складок, имеющих сравнительно простое строение.

Наиболее обширные пегматитовые поля приурочены в этом районе к полосе нормальных симметричных антиклинальных складок, протягивающихся вдоль оси Мамского синклинория. По направлению к его крыльям количество пегматитового материала постепенно убывает. Уменьшается также число слюдоносных тел. Слюдоносный район, приуроченный к синклинорию, протягивается на расстояние до 350 км. Среди

районов синорогенных пегматитов известны промышленные месторождения различных полезных ископаемых, в том числе и все главнейшие месторождения мусковита — Мамское, Карельское и др. Известны также многие месторождения редких металлов. К этому же типу относятся, по-видимому, и некоторые месторождения горного хрусталя Казахстана.

РАЙОНЫ СИНОРОГЕННЫХ ПЕГМАТИТОВ В ЗОНАХ ОТРАЖЕННОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Пегматитовые районы данного типа в отличие от описанных выше накладываются на древние складчатые структуры и нередко пересекают их. Размещение пегматитовых районов в рассматриваемом случае контролируется тектоническими зонами, располагающимися параллельно краю платформы. Пегматиты залегают в породах разнообразных структурно-фациальных зон мио- и эвгеосинклиналей, пересеченных зонами тектонических нарушений, хотя здесь отсутствует та постоянная связь пегматитов с породами определенных геологических формаций, которая отмечалась для районов первого типа. Вместе с тем некоторые особенности пегматитов и материнских гранитов во многом сближают эти два типа районов. Размещены они в сопредельных областях и связаны непосредственными переходами. Их объединяет также общность возраста пегматитов, приуроченных к одной эпохе магматизма. Очевидно, один и тот же цикл магматизма и пегматитообразования может создавать пегматитовые районы одновременно в миогеосинклиналиях и в их рамах.

Явления наложения молодых гранитоидов на древние комплексы пород подробно рассмотрены Ю. М. Шейнманном (1958). По его данным,

синорогенные гранитоиды локализируются не только в пределах складчатой области, но выходят и в более древние структуры, ограничивающие геосинклинали. По терминологии А. Д. Щеглова (1968), это области отраженной активизации.

Молодые гранитоиды и сопровождающие их пегматиты часто размещаются в срединных массивах и в этом случае обнаруживают те же закономерности размещения, что и в рамках геосинклиналей. В настоящее время в рамках геосинклиналей и срединных массивах известно 22 пегматитовых района, которые составляют около 30% всех известных пегматитовых районов СССР. По размерам они не менее значительны, чем пегматитовые районы в геосинклиналях, особенно те из них, которые расположены по краю платформы. Район Олекминско-Становой зоны диафторитов вытянут в длину на 1000 км; другие пегматитовые районы этого типа менее протяженны и достигают по длине 200 км.

Так же, как и в предыдущем типе, состав пегматитов в каждом поясе остается постоянным. В рамках геосинклиналей известных пояса слюдяных, редкометальных и хрусталеносных пегматитов. Возраст их от послеархейского до мезозойского. Комплексы вмещающих пород здесь разнообразны. Пегматиты в зонах активизации залегают среди самых различных пород, в том числе в основных и кислых эффузивах, основных и ультраосновных интрузивных породах и толщах терригенного происхождения. Вмещающие породы рассматриваемых пегматитов могут изменяться даже на протяжении одного и того же района.

В районах рам геосинклиналей наложение более молодой тектоники и магматизма на древние комплексы пород вызывает их повторный метаморфизм, в большинстве случаев регрессивный и реже прогрессивный.

Рассланцевание и регрессивный метаморфизм приводят к возникновению узких зон диафторитов, столь характерных, например, для Станового хребта (Коржинский, 1937). Точно так же, как и в районах первого типа, существует отчетливая зависимость между фацией наложенного повторного метаморфизма и характером пегматитов. Так, слюдяные пегматиты постоянно связаны с комплексами пород кианит-мусковит-кварцевой субфации метаморфизма, а редкометальные — с комплексами пород андалузит-кордиерит-мусковитовой субфации.

Мусковитовые пегматиты в зонах отраженной активизации известны в Енисейском кряже Сибири. Здесь слюдоносный район приурочен к выходам архейских кристаллических сланцев Ангаро-Канской глыбы и к нижнепротерозойским биотитовым, двуслюдяным и гранат-ставролитовым сланцам. Архейские кристаллические сланцы, относящиеся к гранулитовой фации метаморфизма, вблизи гранитов Посольненского протерозойского комплекса рассланцованы и повторно метаморфизованы в условиях кианит-мусковит-кварцевой субфации. Слюдяносные пегматиты контролируются этими зонами рассланцевания.

В Восточной Сибири известен район редкометальных пегматитов, располагающийся в активизированной зоне, представленной рассланцованными и регрессивно метаморфизованными протерозойскими породами. Район располагается вдоль регионального разлома, отделяющего сланцевую толщу верхнего протерозоя от гранито-гнейсов. Пегматиты здесь целиком размещаются в пределах мигматитов и гранито-гнейсов и в сланцевую толщу не выходят. Они пространственно контролируются многочисленными локальными зонами рассланцевания и регрессив-

ного метаморфизма, мощность которых варьирует от 10 до 150 м.

Частные зоны расланцевания и диафтореза накладываются на самые различные породы нижнепротерозойского возраста, чем обуславливается различный состав конечных метаморфических образований. Здесь наблюдаются диафториты по ортоплагиаомфиболитам, меланократовым гранито-гнейсам, гранитам, пироксен-амфиболовым мигматитам. По ортоплагиаомфиболитам образуются биотит-кордиерит-антофиллитовые сланцы, по меланократовым гранито-гнейсам — биотит-кордиерит-мусковитовые сланцы, по гранитам — кварц-мусковит-биотитовые сланцы. вновь образованные минеральные ассоциации относятся к андалузит-кордиеритовой субфации метаморфизма, а исходные, по-видимому, — к силлиманит-альмандиновой.

На всем протяжении пегматитового района известен только один массив биотитовых гранитов, расположенный вблизи зоны разлома; но с ним, по-видимому, редкометальные пегматиты не связаны, так как его возраст значительно древнее (1200—1700 млн. лет). Возраст пегматитов 300—350 млн. лет (Особенности..., 1964). По ширине район распадается на серию параллельных ветвей, приуроченных к локальным зонам расланцевания, с прерывистым размещением пегматитов в каждой из них (см. рис. 15, л).

В областях развития древних докембрийских пород в последнее время описаны случаи наложения более молодых складчатых структур на древние с образованием поперечных или косо расположенных систем складок в зонах повторного смятия — древних зонах автономной активизации. Такие зоны повторного смятия обнаруживаются, например, в зоне сопряжения архейских — беломорских комплексов пород с про-

терозойскими по «сквозным» меридиональным структурам. Последние, характерные для карелид, зарождаясь в области распространения пород этого возраста, непосредственно прослеживаются в область беломорид, усложняя древние складки северо-западного простирания.

Повторным смятием объясняется возникновение северо-восточных складок в беломорском комплексе пород, накладываемых на архейские структуры северо-западного направления (Геологические факторы..., 1972). Одновременно, по данным Е. П. Чуйкиной, происходит регрессивный метаморфизм древних пород гранулитовой фации с образованием дистеновых гнейсов.

Вместе с образованием наложенных складчатых структур толщи пород претерпевают регрессивный метаморфизм, иногда по степени преобразования неполный, в результате чего в одних и тех же породах присутствуют неравновесные минеральные ассоциации (вновь возникающие и реликтовые), принадлежащие к различным субфациям или фациям метаморфизма. Это наиболее сложные случаи для выявления связи: пегматиты отдельных формаций — одновременный метаморфизм пород той или иной субфации. Явления полиметаморфизма при возникновении повторной складчатости описаны в районах Карелии, Восточных Саян, Кольского полуострова и др.

Сравнительное изучение массивов гранитов, сопровождающихся пегматитами в рамках геосинклиналей, выявляет черты их существенного отличия по сравнению с материнскими массивами гранитов в районах первого типа. Граниты в зонах расланцевания представлены, как правило, отдельными небольшими вытянутыми массивами с крутыми контактами. Нередко на весь пегматитовый пояс протяжением сотни

километров известны один-два небольших гранитных массива. Пространственная связь пегматитов с гранитами в этих условиях становится малозаметной.

Приуроченность к зонам рассланцевания и зонам повторного смятия свидетельствует о том, что образование пегматитовых поясов про-

исходило в условиях регионального сжатия, определявшего складкообразование в соседней геосинклинальной области, что и позволяет отнести их к синорогенным образованиям. Об этом свидетельствуют непосредственные переходы поясов синорогенных пегматитов из геосинклинальной области в ее раму.

ПОЛЯ МУСКОВИТОВЫХ И РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Распределение пегматитовых жил в рудном районе обычно неравномерное. Только на сравнительно небольшой площади района обнаруживаются скопления пегматитовых тел, территории развития которых разделены широкими площадями, не содержащими пегматитов. Площади сосредоточенного развития пегматитовых тел известны в литературе под наименованием пегматитовых полей. В данной работе под термином «пегматитовое поле» понимается участок земной коры с серией пространственно сближенных пегматитовых тел, расположение и форма которых обусловлены единой общей локальной тектонической структурой или отдельным морфологическим элементом массива материнских гранитов.

Существуют два взгляда на происхождение полостей, вмещающих пегматиты. Одни исследователи связывают образование полостей с послескладчатыми разрывными нарушениями — зонами разломов и оперяющими их трещинами, другие считают, что зоны разломов не имеют универсального значения и что главная группа пегматитовых полей приурочена к складчатым структурам и сопровождающим их разрывам.

Анализируя имеющиеся материалы и непосредственные наблюдения, накопленные геологической службой различных учреждений, автор пришел к выводу о тесной связи пре-

обладающей части пегматитовых тел с элементами складчатых структур, возникающих на разных этапах складкообразования. Несколько меньшая часть тел приурочена к зонам рассланцевания, возникающим в раме геосинклинали в период регионального сжатия. Еще меньшая часть пегматитов, главным образом хрусталеносных, связана с послескладчатыми разрывами.

По механизму образования вмещающих полостей совершенно особую группу представляют пегматиты, размещающиеся в массивах материнских гранитов, по крайней мере те из них, которые контролируются прототектоническими структурами и контактами гранитных массивов. Определение характера тектонической структуры в данном пегматитовом поле дает основание для выводов о направлении движения блоков и механизме образования полостей, вмещающих пегматиты, о типовых особенностях поля и отдельных тел и др. Все это может служить надежной основой для прогнозирования глубины рудоносности поля и подсчета прогнозных запасов.

Среди полей синорогенных пегматитов целесообразно выделять следующие группы:

1) поля пегматитов в складчатых структурах и сопровождающих их дизъюнктивных нарушениях;

2) поля пегматитов в пределах массивов материнских гранитов, свя-

занные с элементами прототектонических структур;

3) поля пегматитов в зонах рассланцевания (в зонах отраженной активизации).

В данной работе не рассматриваются поля посторогенных пегматитов, не характерные для слюдяных и редкометальных пегматитов.

ПОЛЯ ПЕГМАТИТОВ В СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУРАХ

Пегматитовые поля этого типа возникают в отдельных элементах складчатых структур. Открытие трещин, в которых размещаются пегматитовые тела, происходит в результате возникновения единого поля напряжений — сжатия или растяжения, связанного с развитием данной складчатой структуры. В результате напряжений в отдельных элементах складок обычно возникает не одно тело, а целая серия тел, одинаково ориентированных и имеющих общие морфологические особенности. Пегматитовые тела часто располагаются в складках, оси которых параллельны главному простиранию пород. В Мамском районе это обычно плагиоклазовые пегматиты, связанные с гранитоидами второй фазы магматической деятельности. Более поздние плагиоклаз-микроклиновые тела здесь чаще располагаются в поперечных складках, возникающих на поздних этапах развития складчатых структур в связи с изгибами их осей в плане и в вертикальной плоскости.

Сходные с отмеченными пегматитовые поля образуются, по последним данным, в зонах автономной активизации, накладывающихся на древние складчатые структуры предшествующего тектоно-магматического цикла (Карелия). В этом случае пегматитовые поля тоже связаны с поперечными складками. Каждое пегматитовое поле характеризуется единообразием морфологии отдель-

ных пегматитовых тел и определенными закономерностями их размещения по отношению к складчатым структурам. Однако те элементы складок, которые определяют положение поля в пространстве, разнообразны, что обуславливает различие структур пегматитовых полей и различие поисково-оценочных критериев.

В настоящее время можно выделить следующие типы структур пегматитовых полей: 1) поля продольно-секущих жильных тел; 2) поля поперечно-секущих жильных тел; 3) поля-цепочки поперечно-секущих жильных тел; 4) поля согласных и диагонально-секущих жильных тел: а) в продольных складках, б) в поперечных складках; 5) поля согласных седловидных жильных тел; 6) комбинированные поля, состоящие из элементарных полей поперечно-секущих и согласных тел.

Многообразие структур пегматитовых полей является следствием различного способа приоткрывания трещин в горных породах. Первые три типа структур пегматитовых полей в складках образуются при изгибе со скольжением, два следующих типа — при изгибе без скольжения (рис. 15, а').

Поля продольно-секущих жильных тел

Поля этого типа располагаются в антиклинальных складках второго и третьего порядков с субгоризонтальной осью (см. рис. 15, а). Обычно они находятся в зоне замка структуры и вытянуты параллельно последнему на большие расстояния (иногда до 1—3 км) при ширине редко более первых сотен метров. Внутреннее строение полей определяется параллельным расположением протяженных жил, иногда довольно мощных (10—15 м). Общее число последних достигает нескольких

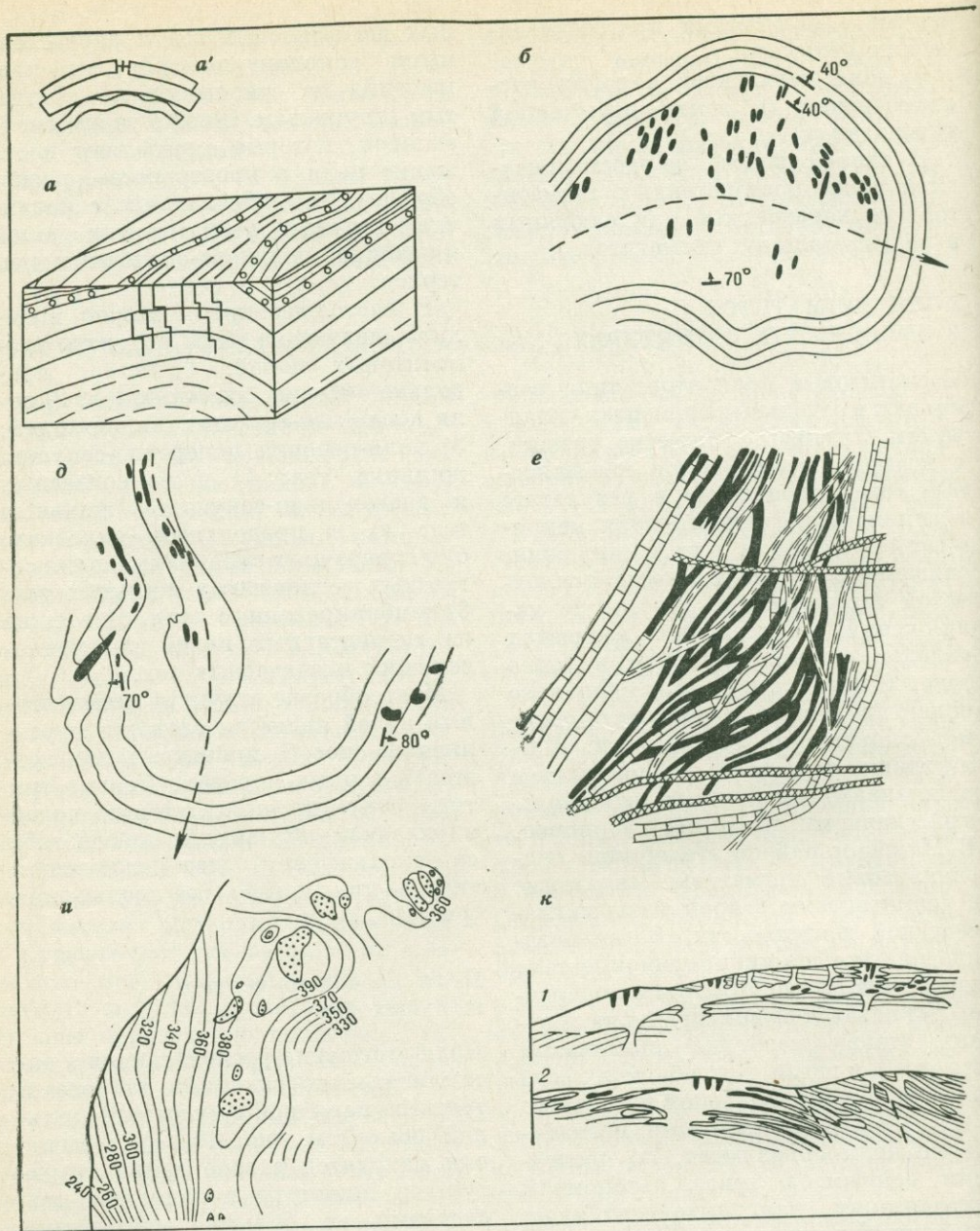
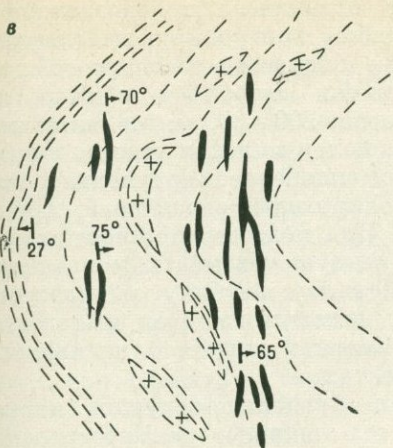


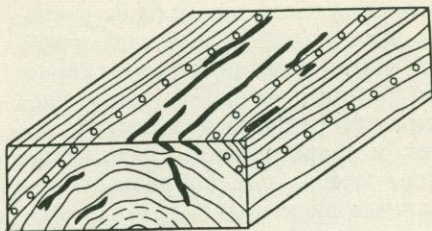
Рис. 15. Схемы строения пегматитовых полей: а — строение пегматитового поля продольно-секущих жил одного из редкометальных месторождений Забайкалья (а' — пачка изогнутых пластов, в которой скольжение вызывает разрыв растянутого пласта; сжатый пласт при отсутствии скольжения отслаивается); б — пегматитовое поле поперечно-секущих жил. Пегматитовые жилы располагаются в растянутом крыле антиклинальной складки месторождения Риколатва (по В. П. Атамановой); в — це-

почки поперечно-секущих жил месторождения Перти-Варака; г — пегматитовые поля согласных и диагонально-секущих жил; д — пегматитовые поля согласных и диагонально-секущих жильных тел месторождения Телса, Восточный Саян (по данным Е. П. Чуйкиной); е — серия седловидных тел в антиклинальной складке одного из пегматитовых полей Восточной Сибири (составлена с использованием материалов И. Н. Тимофеева); ж — поле седловидных пегматитовых тел. Поперечные разрезы толщи гнейсов ме-

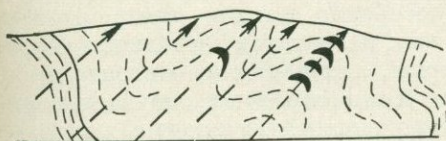
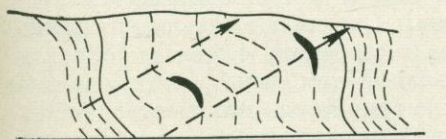
6



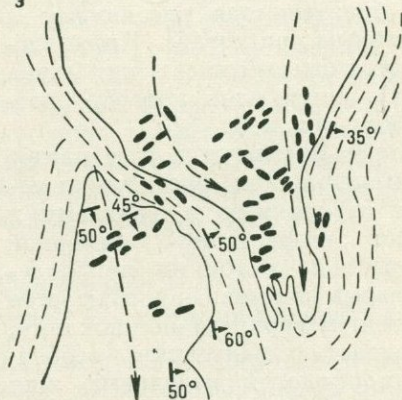
2



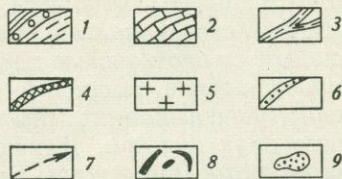
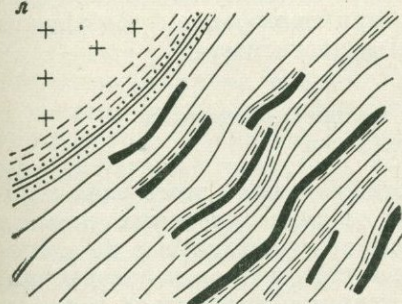
жс



3



л



сторождения Ёна (по Н. В. Горловой); з — поле согласных и поперечно-секущих жильных тел месторождения Тедино (по В. В. Зарубину); и — пегматитовое поле в гранитном массиве. Изогипсы поверхности кровли одного из куполов Тахтыганского массива (по А. Г. Бушеву); к — форма залежей гранитоидов и строение пегматитовых полей, расположенных в их пределах: 1 — массив и сетчатая залежь гольца Одинокого, 2 — массив и сетчатая залежь гольца Вол. Арагат в Мамском районе (по А. В. Бушеву);

л — пегматитовое поле, расположенное в зонах расщепления (по М. М. Мануйловой). 1 — слои вмещающих гнейсов; 2 — мраморы; 3 — зоны расщепления; 4 — зоны дробления; 5 — граниты; 6 — амфиболиты; 7 — оси складчатых структур; 8 — пегматитовые жилы; 9 — размещение полей сингенетических пегматитов в гранитном массиве

десятков, что при малой ширине поля создает высокую концентрацию пегматита на площади поля.

Пегматитовые тела располагаются в трещинах разрыва, образующихся в зоне антиклинального изгиба слоев вмещающих пород. Строение полей такого типа может быть показано в схеме на примере одного из восточносибирских редкометальных пегматитовых месторождений. Здесь поле сложено серий плитообразных параллельных пегматитовых тел в осевой зоне антиклинальной складки. Вся серия тел выклинивается примерно на одинаковой глубине, совпадающей с границей одного из слоев, оказавшегося растянутым и разорванным при изгибе. Ниже располагается сжатый пласт (или пачка пластов), в пределах которого пегматитовых тел нет.

В пачке растянутых при изгибе пластов напряжение растяжения нарастает от нижнего к верхнему и вызывает возрастание суммарной мощности жил в том же направлении. Разрыв пластов сопровождается скольжением верхнего по нижнему, что придает характерные особенности морфологии отдельных жил и структуре всего поля в целом. Особенно наглядна деформация разрыва пластов со скольжением при изучении деталей морфологии продольно-секущих жильных тел. К ним относятся: ступенчатые контакты, горизонтальная составляющая которых совпадает со слоистостью пород; постепенное падение мощности тел с глубиной; тупое выклинивание жил на границе двух пластов. Наиболее совершенно построенные жилы этого типа широко представлены в Мамском слюдоносном районе.

Типовые особенности рассматриваемых полей сводятся к следующему: поля продольно-секущих пегматитовых тел вытянуты обычно на большую длину, но сравнительно невелики по ширине; глубина их

также ограничена и определяется масштабом контролирующей структуры — мощностью растянутого слоя или пачки слоев — и обычно не превышает 200—300 м; все жилы поля и поле в целом часто имеют пологое склонение, параллельное оси контролирующей складчатой структуры. При подсчете прогнозных запасов следует учитывать сравнительно небольшую глубину распространения пегматитовых тел и падение их суммарной мощности на нижних горизонтах.

Поля продольно-секущих жильных тел широко распространены в поясах синороженных пегматитов и характерны как для редкометальных, так и для слюдяных месторождений. Они имеют большое промышленное значение главным образом в связи с тем, что в них нередко концентрируется множество сближенных пегматитовых тел с большим суммарным объемом рудной массы. Это особенно важно для редкометальных пегматитов, отдельные тела которых, как правило, относительно малы и не образуют значительных месторождений. На слюдяных месторождениях большое практическое значение имеют не только поля, но и изолированные продольно-секущие жилы при повышенном содержании слюды в пегматите.

Поля поперечно-секущих жильных тел

Пегматитовые поля этого типа отличаются от вышеописанных главным образом приуроченностью не к продольным складкам, а к поперечным, образующимся на крыльях продольных структур в участках изгибов их шарниров. Поперечные складки имеют круто погружающиеся оси, примерно под равными углами с падением пород в крыльях продольных структур. Эта особенность морфологии поперечных складок определяет

основные элементы строения полей поперечно-секущих пегматитовых тел. Они менее протяженны в направлении простирания отдельных тел и всего поля, но в направлении скло-нения обычно прослеживаются на несколько сот метров. Склонение — характерная особенность не только пегматитового поля в целом, но и каждой жилы. Последние тоже значительно более протяженны по скло-нению, чем по простиранию.

В полях этого типа степень кон-центрации пегматита также значи-тельна, но величины отдельных пег-матитовых тел невелики.

На месторождении Реколатва в Мурманской области, представ-ленном пегматитовым полем поперечно-секущих жил (см. рис. 16, б), рас-пространены гранат-биотитовые, гра-нат-дистен-биотитовые гнейсы, че-редующиеся с биотитовыми гней-сами, принадлежащими к реколат-винской свите. Породы сматы в кру-тую, опрокинутую на север анти-клинальную складку.

Определяющее значение в строе-нии поля имеет, по-видимому, еще одна особенность этой структуры — изгиб ее оси в плане, в результате чего северное крыло ее изогнуто в пологую антиклиналь с осью, по-гружающейся под углами 50—60°. Эта деталь структуры, возникшая на завершающей стадии формирования, по времени совпадала с внедрением пегматитового расплава и опреде-ляла появление полостей, вмеща-ющих пегматиты. Поле образовано поперечно-секущими жилами, рас-положенными в северной части струк-туры в своде поперечной складки. Западная и восточная части поля сложены в основном безрудными жи-лами, имеющими диагонально-секу-щее положение по отношению к сло-истости гнейсов.

Типовыми особенностями полей поперечно-секущих пегматитовых тел являются связь с поперечными

складками, оси которых круто на-клонены к горизонту, и наибольшая протяженность полей по склонению, т. е. вдоль оси поперечной складки.

Прогнозные запасы полезных иско-паемых в пределах таких полей могут подсчитываться на большую глубину без существующих попра-вок на содержание компонентов и объем жильной массы к тем величи-нам, которые определены по верх-ним горизонтам. В целом поля попе-речно-секущих тел распространены менее широко по сравнению с по-лями первого типа. В основном они характерны для мусковитовых пег-матитов и в значительно меньшей степени — для редкометалльных. На слюдяных месторождениях до-вольно часто встречаются короткие, но сравнительно мощные поперечно-секущие пегматитовые тела-трубы, прослеженные по склонению на сотни метров, с большими запасами высо-кокачественного мусковита.

Поля-цепочки поперечно-секущих жильных тел

Характерной особенностью данного типа пегматитовых полей является цепочковидная (эшелонная) груп-пировка пегматитовых тел. Серии последних образуют узкие зоны дли-ной до 2 км.

Цепочки жил приурочены к тем участкам антиклинальных структур, в пределах которых наблюдается ундуляция (ныряние) их осей. При та-кой особенности деформация вызы-вает напряжение растяжения в на-правлении оси структуры и затем разрывы, перпендикулярные этой оси. Серия жильных тел пересекает всю складчатую структуру от одного крыла до другого. О том, что вся цепочка жил залегает не в зоне послескладчатых нарушений, а в раз-рывах, связанных со своеобразной деформацией изгиба, свидетельствует сравнительно неглубокое распрост-

ранение полостей — в пласте или пачке пластов, оказавшихся растянутыми при изгибе. Проскальзывание пластов одного по другому, характерное для изгиба со скольжением, определяет разнонаправленное склонение пегматитового поля и отдельных жил в противоположных крыльях складчатой структуры. Эти детали настолько характерны, что не оставляют сомнений в вопросе о механизме образования полостей, вмещающих пегматиты.

Пегматитовые поля этого типа встречаются не так часто. Они известны в Карелии (поля Плотины, Перти-Вараки) на слюдяных пегматитах. Одиночное пегматитовое тело, возникшее в результате того же механизма образования полости, известно в районе развития редкометалльных пегматитов Сибири. Наиболее типично поле Перти-Вараки в Карелии (см. рис. 15, *в*). Оно располагается в широкой антиклинальной складке, ось которой, судя по элементам залегания, в периклинали ундулирует, изменяя угол погружения от 25 до 30°. Серия жил, образовавшаяся в участке погружения оси структуры, пересекает складку от одного крыла до другого. Данные колонкового бурения показывают, что жилы поля прослеживаются на глубину всего 150 м при протяженности поля 1200 км.

Таким образом, типовыми особенностями полей-цепочек пегматитовых тел являются: приуроченность к участкам ундуляции осей антиклинальных складок; расположение всей суммы пластинчатых тел перпендикулярно к направлению оси складчатой структуры в виде узких зон с цепочечным размещением отдельных тел; размещение жил в обоих крыльях структуры; склонение жил поля в крыльях структуры направлено в разные стороны. Глубина распространения пегматитового поля ограничена 100—200 м.

Поля согласных и диагонально-секущих жильных тел

Поля преобладающего развития согласных пегматитовых жил проявляют связь с элементами складчатых структур еще более отчетливо, чем в рассмотренных случаях. В крыльях складок жилы имеют пластинчатую форму, в замковых — седловидную. Согласные со слоистостью полости возникали в процессе движения, приведшего к образованию складок изгиба. Расслоение возникает в блокированных складках в случае, если скольжение слоев при изгибе невозможно. Особенности местных условий определяют появление различных типов полей согласных пегматитовых тел.

Поля согласных и диагонально-секущих жильных тел, залегающих в продольных складках с горизонтальными осями

Эти поля слагаются сериями сильно вытянутых прямолинейных пластообразных тел с параллельными контактами, располагающимися в крыльях складок (см. рис. 15, *г*). Поля вытянуты по простиранию пород, но невелики по ширине. Протяженность по падению вмещающих пород обычно тоже невелика и ограничена величиной крыла складки (от антиклинального изгиба до синклинального). Согласные тела всегда сопровождаются секущими жилами, располагающимися в взбросовых диагональных трещинах скола. Иногда от согласных жил по таким трещинам отходят кососекущие апофизы, в результате чего жилы ветвятся по падению.

Пегматитовые поля этого типа наиболее характерны для Мамского района, известны они также на Кондаковском месторождении слюды в Ени-

сейском крыже. Промышленных месторождений редких металлов в полях данного типа неизвестно. Месторождения слюды, связанные с полями согласных тел в продольных складках, наименее перспективны в связи с незначительной глубиной распространения как отдельных жил, так и всего поля в целом.

Поля согласных и диагонально-секущих жильных тел, залегающих в поперечных складках

В пегматитовых полях этого типа, встречающихся значительно чаще вышеописанных, преобладающим морфологическим типом являются тела, имеющие в плане извилистые контуры с изменяющейся величиной мощности, иногда имеющие вид мощных, но коротких линз. Они размещаются в сгофрированных крыльях поперечных складок, оси которых круто наклонены к горизонту, значительно вытянуты по падению и в этом отношении сходны с седловидными телами.

Пегматитовые поля, располагающиеся в крупных поперечных складках, часто представлены вытянутыми в плане телами с волнисто-изогнутыми контактами, повторяющими изгибы слоев вмещающих пород в крыльях складок. Обычно они сопровождаются диагонально-секущими жилами, располагающимися в трещинах сдвига. Особенности размещения и детали форм жил позволяют заключить, что в этих складках расслоение толщи связано с усилиями сжатия, направленными по простиранию пород.

Характерным примером полей в поперечных складках является Тепсинское поле слюдяных пегматитов в Восточном Саяне. По данным Е. П. Чуйкиной (1940 г.), это поле располагается в пределах крупной антиклинальной складки, сложенной

пластами биотитовых гнейсов, двуслюдяных и мусковитовых сланцев, известняков и амфиболитов. Ось складки погружается примерно под углом 50° . Шарнир складки образует заметный изгиб в горизонтальной плоскости, что свидетельствует о сжатии, направленном по простиранию пород. В результате такого сжатия в крыле складки образуются многочисленные мелкие поперечные складки и возникают полости отслоения, заполненные пегматитами.

В подвернутых крыльях некоторых мелких складок развиты диагональные трещины скола, по которым наблюдаются следы сдвиговых движений. Одно из нарушений этого рода контролирует крупную жилу 14 Тепсинского поля. Согласные жилы, располагающиеся в западном крыле этой структуры, отличаются извилистыми очертаниями в плане, зависящими от наличия многочисленных складок. Горными выработками жилы прослежены на значительную глубину (см. рис. 15, *д*).

В районах распространения редкометальных пегматитов поля согласные жилы, связанные с поперечными изгибами пород, распространены так же широко, как и в районах развития слюдяных пегматитов. Они известны в Восточной Сибири, на северо-западе СССР и др.

Типовой особенностью полей согласных пегматитовых тел, залегающих в поперечных изгибах слоев вмещающих пород, является протяженность по простиранию и падению вмещающих пород, что определяет возможность благоприятного прогноза для нижних горизонтов поля.

Поля согласных седловидных жильных тел

Поля этого типа образуются точно так же, как и поля согласных жил в поперечных складках второго, третьего или более высокого порядков.

Обычно это антиклинали или синклинали с крутопогружающимися осями. По типу они относятся к блокированным структурам. Иногда единая крупная складка контролирует размещение всего рудного поля и отдельных его жил; в некоторых случаях жильные тела располагаются в сближенных складках сгофрированного крыла структуры при изгибе ее осевой линии в плане. В первом случае все пегматитовое поле имеет вид сложного седловидного тела (см. рис. 15, е), в котором до некоторой степени условно можно выделить отдельные тела тоже седловидной формы. Во втором случае создается целая серия отдельных седловидных тел, каждое из которых приурочено к своей отдельной антиклинальной складке (см. рис. 15, ж).

Вне зависимости от морфологии отдельных жил, слагающих пегматитовое поле, его прогнозная оценка всегда благоприятна, так как в направлении погружения осей поперечных складок жильные тела и все поле в целом очень протяженны. На месторождении мусковита Ёна (см. рис. 15, ж), где пегматитовые тела должны рассматриваться как седловидные, располагающиеся в мелких поперечных складках, горными работами отдельные жилы и все поле в целом прослежены на 600 м.

В антиклинальных складках с горизонтальными осями известны только отдельные небольшие седловидные жилы, не представляющие существенного промышленного значения.

Таким образом, поля седловидных жил контролируются поперечными изгибами толщи пород, в которых межпластовое скольжение затруднено дайками изверженных пород или дорудными тектоническими нарушениями (блокированные складки). Пегматитовые тела этих полей, размещающиеся в полостях отслоения, обычно вытянуты вдоль осей попе-

речных изгибов и прослеживаются на большую глубину, что следует учитывать при прогнозной оценке запасов пегматитового поля.

Комбинированные поля, состоящие из элементарных полей поперечно-секущих и согласных тел

При поперечных изгибах осей продольных складок возникают поля поперечно-секущих жильных тел в растянутых при изгибе пластах, а также поля согласных и диагонально-секущих жил — в расслоенных пластах, сжатых при изгибе по направлению простирания пород. Такие комбинированные поля часто встречаются в Карелии и Мурманской области среди слюдяных пегматитов.

Очень интересно строение Тэдинского комбинированного поля согласных и поперечно-секущих жильных тел, приуроченного к одноименной антиклинальной структуре (Зарубин, 1969). В пределах этого поля неоднократно сменяются зоны согласных и поперечно-секущих тел. Появление и тех, и других зон объясняется, по-видимому, поперечным изгибом оси Тэдинской антиклинали (см. рис. 15, з). Как и у элементарных полей этих типов, прогноз рудоносности на нижних горизонтах месторождения благоприятен в связи с большой протяженностью как отдельных жил, так и всех рудных тел, согласных с падением вмещающих пород.

К пегматитовым полям, расположенным в складчатых структурах, относятся все крупнейшие месторождения мусковита и редких металлов, и только поля согласных жил в антиклинальных структурах с горизонтальными шарнирами составляют исключение и должны оцениваться с большой осторожностью.

ПОЛЯ ПЕГМАТИТОВ В ПРЕДЕЛАХ МАССИВОВ МАТЕРИНСКИХ ГРАНИТОВ

Пегматитовые поля в массивах материнских гранитов расположены, как правило, в их краевых частях — особенно вблизи куполовидной кровли массива. Эта закономерность была замечена исследователями, начиная с В. Эммонса. В глубоко-эродированных массивах пегматитовые месторождения не наблюдаются.

Большинство исследователей считают, что полости, выполненные пегматитами в гранитах, образуются в результате трех причин: 1) скопления газов, выделяемых остывающей магмой, под местными экранами (образование шпировых или камерных пегматитов); 2) явлений разрывов в интрузивном массиве в результате уменьшения объема остывающих пород и открытия контракционных трещин, особенно у кровли массива; 3) разрывных нарушений в гранитных массивах, связанных с тектоническими движениями в толще пород, вмещающих эти массивы. В соответствии с этим возникающие пегматитовые поля обычно разделяются на поля шпировых (камерных, сингенетичных) пегматитов; поля пегматитов в контракционных трещинах гранитов; поля пегматитов в разрывных нарушениях гранитных массивов.

Поля шпировых пегматитов для слюдяных и редкометальных месторождений не характерны и здесь не рассматриваются.

Поля пегматитов в контракционных трещинах гранитов подобно полям предыдущего типа изучались в связи с поисками пьезооптических минералов, в некоторых случаях — редких металлов (А. И. Гинзбург, В. И. Кузнецов, А. А. Беус, К. Л. Бабаев и др.). Опыт работ показал, что промышленные место-

рождения редких металлов в пегматитовых полях этого типа не встречаются.

До недавнего времени считалось, что в гранитных массивах нет месторождений мусковита, но исследования А. Г. Бушева (Родионов и др., 1972) показали, что эти выводы недостаточно точны; в плагиогранитах и микроклин-плагиоклазовых пегматоидных гранитах Мамского слюдоносного района найдены слюдоносные пегматиты, приуроченные к купольным структурам кровли массивов.

Приуроченность пегматитов к контракционным трещинам свидетельствует о том, что их поля формируются в особых условиях — общего относительного падения давления, особенно в приконтактных участках массивов, в результате их остывания и сокращения объема. По подсчетам А. Е. Ферсмана (1940), такое сокращение объемов при остывании гранитных тел достигает 1% и может служить реальной причиной появления полостей, вмещающих пегматиты.

Наиболее типичен по строению, по данным А. Г. Бушева, Тахтыганский массив, расположенный в крупной антиклинальной складке, осложняющей юго-восточное крыло Мамского синклинория. Он вытянут в северо-восточном направлении согласно простиранию вмещающих пород на 35 км при ширине до 8 км. Реставрированная поверхность массива характеризуется чередованием крупных куполов и впадин. Размеры куполов изменяются от нескольких сотен метров до нескольких километров.

В районе одноименного месторождения закартирован купол размером в длину свыше 3 км и в ширину 1,8 км. Относительное превышение от подошвы купола до вершины невелико — 60—180 м; пегматитовые тела располагаются

в пределах купольной части массива (см. рис. 15, и).

Учитывая, что пегматитовые тела в массивах гранитов располагаются только вблизи кровли, а сами гранитные массивы имеют вид плоских тел (в принципе это крупные седловидные тела в антиклинальных складках), прогнозная оценка полей пегматитов этого типа должна быть осторожной, так как глубина распространения пегматитовых жил здесь ограничена. Значительно более перспективны пегматитовые поля, связанные с так называемыми сетчатыми инъекциями гранитов, выделенными П. Н. Сучковым (1957). Они очень характерны для Мамско-Чуйского слюдоносного района. Образование сетчатых инъекций гранитов связано с развитием брахиантиклинальных складчатых структур в толщах пород с переслаиванием литологически неоднородных прослоек.

Сетчатые залежи представляют собой комбинацию согласных (пологих) и секущих (крутых) пластов пород тел разной мощности. Секущие тела могут быть продольно-, поперечно- и диагонально-секущими. Так, сетчатая залежь гольца Одинокого располагается в контакте небольшого массива гранитов длиной до 2 км при ширине до 1 км. От этого массива отходят крутые продольно-секущие апофизы длиной до 1—1,5 км, которые местами вмещают протяженные зональные пегматитовые тела с промышленной минерализацией. На площади поля закартированы также поперечно-секущие крутые тела гранитов и пластовые пологие залежи, что и создает картину сложной сетчатой инъекции. Слюдоносные пегматиты с большими запасами слюды связаны только с крутыми продольно-секущими телами гранитов (см. рис. 15, к). Судя по опыту разведочных работ, слюдоносность здесь распространяется на глубину 100—150 м.

ПОЛЯ ПЕГМАТИТОВ В ЗОНАХ РАССЛАНЦЕВАНИЯ В РАМАХ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ (ЗОНЫ ОТРАЖЕННОЙ АКТИВИЗАЦИИ)

Пегматитовые районы в рамках геосинклиналей развиваются по древним складчатым структурам, нередко пересекая их. Размещение пегматитовых районов в рассматриваемом случае контролируется тектоническими зонами, располагающимися по краю платформ. Это структурное положение придает специфические особенности структурам пегматитовых полей.

Зоны рассланцевания обычно выражены несколькими параллельными системами нарушений, вдоль которых породы рассланцованы косо по отношению к слоистости. Характерным примером полей этого типа является одно из месторождений редкометальных пегматитов в Восточной Сибири. На территории поля (см. рис. 15, л) развита толща гранито-гнейсов, мигматитов и амфиболитов, в пределах которой зарегистрировано значительное количество локальных зон рассланцевания и регрессивного метаморфизма. Мощность отдельных полос неодинакова — от первых десятков сантиметров до 10, реже 150 м.

Редкометальные пегматитовые тела всегда располагаются в пределах зон рассланцевания то параллельно друг другу, то в виде прерывистых цепочек. Они имеют вид даек или вытянутых линз с прямолинейными контактами. Некоторые тела протягиваются на сотни метров. Промышленных месторождений редких металлов в полях этого типа не встречено.

Месторождение мусковита средней величины в зонах рассланцевания известно в южной части Енисейского кряжа. Район месторождения сложен древними метаморфическими породами, пласты которых вытянуты

в северо-западном направлении (Аль-таузен, 1937). Осевую часть площади месторождения слагают пироксен-плагноклазовые и гранат-плагноклазовые гнейсы. Особое место в комплексе пород занимают биотитовые сланцы, которые косо пересекают пласты других пород. Они относятся к амфиболитовой фации метаморфизма, в то время как древние породы — к гранулитовой.

Пегматитовые дайки размещаются исключительно среди полос биотитовых сланцев и строго подчинены направлению их простирания. Пегматитовые тела выдержаны по простиранию и прослеживаются на 200—400 м с постоянной мощностью 1—2 м, в некоторых случаях длина жил 1700 м при мощности от 10 до 50 м.

ФАКТОРЫ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО КОНТРОЛЯ

Давно уже замечено, что минеральный состав слюдяных пегматитов находится в тесной зависимости от состава вмещающих пород. Так, пегматиты Карелии одного и того же возраста, залегающие в пластах амфиболовых сланцев, бедны мусковитом или полностью бесслюдны, в то время как пегматиты, залегающие в глиноземистых сланцах, обогащены мусковитом. Внешне такая зависимость может выступать как стратиграфический контроль.

В Мамском районе, например, слюдяные пегматиты, по данным В. Н. Чеснокова, Г. Т. Другова и М. А. Завалишина (1966), залегают не на всех стратиграфических уровнях. Наибольшее их число сосредоточено в средних частях слюдянкинской и согдиондонской свит. В Карелии практическое значение имеют пегматиты, располагающиеся в чуйкинской толще, тогда как в хетолабмбинской встречаются в основном керамические пегматиты, богатые микрокли-

Судя по строению полей этого типа, слюдоносные пегматиты здесь могут быть встречены на больших глубинах, но крупных месторождений среди них неизвестно, что заставляет с осторожностью подходить к оценке их перспектив.

Структуры пегматитовых полей часто сложные и не всегда могут быть уверенно отнесены к тому или иному типу, что затрудняет оценку перспектив их рудоносности. Перспективы распространения пегматитов на глубину и их рудоносность могут быть решены на основе анализа структуры пегматитового поля при изучении механизма образования пегматитовмещающих полостей и выяснении роли литологического фактора.

Но и чуйкинская толща не вся в одинаковой мере слюдоносна. Максимальное число слюдоносных жил приурочено к ее верхам, к горизонтам 12 и 11, в меньшей степени к горизонту 10, по номенклатуре Е. П. Чуйкиной. Несколько меньшее число слюдоносных жил сосредоточено в средней части толщи — в горизонтах 5 и 6 (месторождения Карельское, Тэдино и др.).

Размеры пегматитовых тел, их положение относительно слоистости, частота встречаемости, а также слюдоносность в значительной мере определяются строением и составом слоев и пачек вмещающих пород. В Мамском районе большинство слюдоносных пегматитов приурочено к пачкам с частым чередованием биотитовых гнейсов, кварц-слюдяных, графитовых и известковистых сланцев. Значительно менее благоприятны сравнительно однородные горизонты кианит-слюдяных гнейсов и сланцев. Эта закономерность, впервые подме-

ченая М. А. Завалишиным и Н. А. Львовой (1954), подтверждена новейшими работами. Здесь проявляются отрицательные физические свойства кианитовых гнейсов. По характеру развивающихся в них складок можно судить о высокой их пластичности во время внедрения пегматитов, что препятствовало образованию крупных полостей; в них обычны мелкие линзовидные пегматитовые тела.

Тем не менее слюдоносные пегматитовые тела иногда встречаются в породах, которые считаются неблагоприятными, например в известняках (Чуйский район), в породах основного состава (Мамский район) и др. Таким образом, зависимость слюдоносности пегматитовых тел от состава вмещающих пород сложная и малоизученная. В то же время при анализе размещения слюдоносных пегматитов почти в каждом рудном поле отчетливо выступает их приуроченность к одному какому-нибудь стратиграфическому горизонту, что позволяет, даже не зная природы явлений, учитывать это обстоятельство при подсчете прогнозных запасов поля.

В. А. Бабошин (Геологические факторы..., 1972), посвятивший специальные исследования факторам литологического контроля слюдоносных пегматитов, пытался показать более тонкую зависимость слюдоносности пегматитов от состава вмещающих пород. По его мнению, темноцветные разновидности биотитовых гнейсов (с содержанием биотита 15—25%) более благоприятны, чем лейкократовые разновидности этой породы. Среди амфиболсодержащих сланцев более благоприятны разновидности, в которых биотит развивается за счет первичноглинистых минералов. Разновидности же этой породы, в которой большая часть биотита развивается по амфиболу, неблагоприятны. Благоприятны для

слюдообразования лейкократовые мусковитовые и двуслюдяные гнейсы с содержанием мусковита до 20%. Из гнейсов, содержащих кианит, наиболее благоприятны среднезернистые разновидности породы, а грубозернистые и мелкозернистые — неблагоприятны.

Литологический контроль непосредственно ограничивает глубину распространения промышленной слюдоносности в полях продольно-секущих жил и полях-цепочках, определяет склонение слюдоносного узла в полях поперечно-секущих жил и совершенно не отражается на глубине распространения промышленной слюдоносности в полях согласных и седловидных жил. Это объясняется тем, что в полях первого типа секущие жилы на глубине пересекают благоприятную по составу пачку пород и выходят в породы, препятствующие слюдообразованию. Жилы, согласные со слоистостью пород, всегда находятся в пределах одного слоя или пачки слоев и оказываются в одинаковых условиях вмещающей среды.

Так, в поле продольно-секущих жил Малиновой Вараки (Карелия) на нижних горизонтах в ядре структуры выходят породы, не благоприятные для образования слюды; пегматитовые жилы, встречающиеся здесь, характеризуются более низким содержанием и малыми размерами пластинок слюды.

Аналогичное явление установлено горными выработками на месторождении Плотина, пегматитовое поле которого характеризуется цепочками секущих жил. На нижних горизонтах жилы здесь бесслюдны, что обусловлено переходом их в другие вмещающие породы. Седловидные жилы месторождения Ёна прослежены на глубину 600 м без заметного изменения их слюдоносности.

Литологический фактор контроля в полях редкометальных пег-

матитов также имеет большое значение.

Изучение древних пегматитов показывает отчетливую зависимость уровня концентрации редких металлов от состава вмещающих пород. Наиболее промышленные рудные тела предпочтительно залегают в амфиболитах, габбро-поритах и других породах основного состава (Гинзбург, Тимофеев, Фельдман, 1975), что используется как поисковый признак. Здесь имеют значение физико-механические свойства основных пород, легко раскалывающихся при тектонических деформациях и образующих крупные полости, вмещающие пегматиты.

Химический состав этих пород тоже имеет значение. Бедность их калием способствует поглощению этого элемента, выделяющегося при альбитизации и кварц-мусковитовом замещении микроклина. Поглощение избытка калия благоприятно для развития метасоматических процессов и связанного с ними рудообразования. Амфиболиты также характеризуются высокими содержаниями кальция и магния, способствующими разложению комплексных соединений редких элементов и образованию рудных минералов. Наконец, амфиболиты обладают хо-

рошими экраняющими свойствами, способствующими концентрации высокоподвижных растворов и летучих компонентов, в том числе соединений редких элементов. Поэтому все лучшие пегматитовые месторождения редких металлов расположены в основном в амфиболитах или амфиболовых сланцах, в меньшей степени — на границах между амфиболитами и сланцами различного состава.

Следует иметь в виду, что крупные месторождения редкометалльных пегматитов имеются также среди слюдистых сланцев, в мощных толщах известняков и др. Таким образом, наличие толщ амфиболитов не является совершенно обязательным фактором.

В каждом поле редкометалльных пегматитов, как и слюдяных, всегда уже на первой стадии работ устанавливается приуроченность рудных пегматитов к пачке пород определенного состава, что позволяет уточнить величину перспективной части пегматитового поля и облегчить определение прогнозных запасов.

Остановимся несколько подробнее на характеристике пегматитовых формаций и рассмотрим условия формирования слюдяных и редкометалльных пегматитов.

ФОРМАЦИЯ МУСКОВИТОВЫХ ПЕГМАТИТОВ

К формации мусковитовых пегматитов принадлежит большинство промышленных месторождений этого полезного ископаемого. Значительно меньшее их число связано со слюдяно-редкометалльными пегматитами. Крупнейшие провинции мусковитовых пегматитов известны в Индии, Бразилии, Восточной Сибири, Карелии и немногих других районах мира.

Пегматиты этой формации имеют преимущественно архейский и протерозойский возраст. Они связаны с определенными петрологическими комплексами, включающими терригенные песчано-глинистые осадки древних геосинклиналей, метаморфизованные в условиях кианит-мусковит-кварцевой субфации, интрузии биотитовых гранитов и мусковитовые пегматиты.

В крупнейшем и хорошо изученном Мамском слюдоносном районе, по данным М. А. Завалииной, Н. А. Львовой (1954), наиболее существенное значение в разрезе мамской серии имеют ритмически чередующиеся породы: кварциты, которые соответствуют кремнеземистой литофации; кианит-гранат-биотитовые плагиогнейсы или сланцы (глиноземистая литофация); мраморы, различные амфиболовые, скаполит-биотитовые и графит-биотитовые плагиогнейсы и сланцы и скарноподобные породы (карбонатная литофация); биотитовые плагиосланцы и плагиогнейсы (алевролит-глинистая литофация); биотит-кварцевые сланцы (глинисто-песчаная литофация); кварциты и слюдястые кварциты (литофация кварцевых песков). Чередование пород в разрезах местами исключительно тонкое. Большинство исследователей относит мамскую серию к морским осадочным образованиям геосинклинального типа флишевой или близкой к ней геогенерации.

Таким образом, устанавливается связь формации пегматитов с геологическими формациями.

Толща пород в слюдоносных районах Карелии и Мурманской области несколько отличается от вышеописанной тем, что в ее разрезе большую роль играют эффузивно-осадочные породы, представленные амфиболитами. Породы, вмещающие мусковитовые пегматиты, относящиеся к беломорской серии глубокого докембрия, представлены здесь переслаивающимися гранат-биотитовыми, кианит-гранат-биотитовыми, биотитовыми и роговообманково-биотитовыми плагиогнейсами.

Аналогичны толщи пород, вмещающих слюдяные пегматиты, и в районах зарубежных месторождений: так, в Бихарской провинции слюдяные пегматиты залегают в кристаллических сланцах дарварской си-

стемы, представленных слюдяными, кианитовыми и роговообманковыми сланцами и гнейсами с прослоями известково-силикатных пород и слюдяных кварцитов. Аналогичные комплексы пород наблюдаются в Раджастанской и Неллорской слюдоносных провинциях.

Повсеместно кристаллические сланцы, вмещающие слюдяные пегматиты, интенсивно мигматизированы, местами превращены в тенивые мигматиты и гранито-гнейсы. Высокая степень мигматизации, по мнению большинства исследователей, точно так же, как и преобразования в определенной субфации метаморфизма, служит благоприятным признаком возможной слюдоносности района.

Таким образом, сопоставление особенностей комплексов вмещающих пород показывает, что слюдяные пегматиты располагаются в терригенных ритмически слоистых толщах миогеосинклиналей, породы которых претерпели метаморфизм и мигматизацию в условиях кианит-мусковит-кварцевой субфации.

В комплексе пород, включающий мусковитовые пегматиты, входят характерные гранитоиды — аляскитовые плагиограниты и микроклип-плагиоклазовые граниты.

По данным исследований А. Г. Бушева (Родионов и др., 1972), материнскими для слюдоносных пегматитов являются граниты пегматоидного облика, которые ранее относились к мелкозернистым пегматитам — гранит-пегматитам. Массивы таких пород весьма широко распространены в Мамском районе. Было также установлено, что магматическая деятельность здесь развивалась в течение трех фаз, две последние из них несли слюдоносные пегматиты. Первая интрузивная фаза представлена среднезернистыми гнейсо-гранитами, вторая — пегматоидными плагиогранитами, с ко-

торыми пространственно и генетически связаны слюдоносные плагиоклазовые пегматиты. В течение третьей фазы образовались микроклин-плагиоклазовые пегматоидные граниты и слюдяные пегматиты сходного состава.

В Карелии вопрос о связи пегматитов с гранитами остается дискуссионным. Так, К. А. Щуркин (Беломорский комплекс..., 1962) считает, что слюдоносные пегматиты только парагенетически связаны с мигматитами и анатектит-гранитами. Последние широко распространены в толще беломорид в виде массивов, залегающих автохтонно в слоистой толще. Эти анатектит-граниты приурочены к ядерной части антиклинальных складок и образуют изометричные в плане тела в трещинах отслоения. По составу среди них выделены гранодиориты, плагиограниты, плагио-микроклиновые граниты.

Общность свойств минерального и химического состава пегматитовых гранитоидов таких отдаленных районов, как Мамский и Карельский, свидетельствует о сходстве условий их образования главным образом в отношении глубинности, определившей также особенность фации метаморфизма вмещающих пород и свойства пегматитов.

Пегматиты рассматриваемой формации несут яркие черты отличия не только по характеру полезной минерализации: по сравнению с редкометальными они значительно богаче более основным плагиоклазом и беднее микроклином. В таких пегматитах микроклин или отсутствует, или присутствует в небольшом количестве.

Пегматиты плагиоклазового состава, характерные для формации слюдяных пегматитов, среди редкометальных встречаются редко. Слюдяные пегматиты гетерогенны, что тоже является их особенностью. Суммируя все имеющиеся материалы

и выделяя особые линии образования крупнозернистых пегматитов со всеми принадлежащими им парагенезисами, можно назвать следующие разновидности слюдяных пегматитов, различающиеся по степени слюдоносности.

Магматические пегматиты

1. Плагиоклаз-микроклиновые пегматиты.

2. Плагиоклазовые пегматиты-анатектиты.

Метасоматические пегматиты

1. Плагиоклазовые пегматиты, возникающие при натровом метасоматозе.

2. Микроклиновые пегматиты, возникающие при калиевом метасоматозе.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПЕГМАТИТЫ

Магматические пегматиты имеют временный состав породообразующих минералов, но наиболее распространены их плагиоклаз-микроклиновые разновидности.

Рассматриваемые пегматиты часто представлены зональными телами, центральная часть которых сложена кварцевым ядром, окаймленным зонами мусковита, мономинеральными зонами микроклина и далее к контакту зонами графических пегматитов. У самого контакта обычно располагаются мелкозернистые разновидности пород — гипидиоморфнозернистые и аплитовидные пегматиты (табл. 9), т. е. те пегматиты, на изучении которых формировались классические генетические представления А. Е. Ферсмана. Из слюдяных пегматитов они наиболее сходны с пегматитами других формаций по составу породообразующих минералов.

Рассматриваемые пегматиты распространены главным образом в Мамском районе, где с ними связано

ТАБЛИЦА 9. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ОТДЕЛЬНЫХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ ПЛАГИОКЛАЗ-МИКРОКЛИНОВЫХ ПЕГМАТИТОВ (В %)

Минерал	Граниты	Пегматиты			Мономинеральные выделения (зоны)		
		Аплитовидные	Гипидиоморфнозернистые	Микроклиновыеграфические	Микроклин	Мусковит	Кварц
Плагиоклаз	31	33,3	67,4	—	—	—	—
Микроклин	36,5	36,2	—	77,9	100	—	—
Кварц	26,2	25,2	30,5	22,1	—	—	100
Биотит	2,1	2,6	2,1	—	—	—	—
Мусковит	4,2	2,7	—	—	—	100	—
Сумма	100	100	100				

до 68,8% от общего числа промышленных слюдоносных тел (жилы с пегматоидной и кварц-мусковитовой слюдой).

Плагиоклаз-микроклиновые пегматиты представлены характерными парагенетическими ассоциациями, слагающими или отдельные участки тел, или чередующиеся зоны. К первой из них относится ассоциация аплитовидных пегматитов. Она появляется на контакте пегматитовых тел и, судя по составу, отвечает продуктам кристаллизации расплава у холодных контактов с вмещающими породами. Иногда на контактах тел нет аплитовидных пегматитов и на гнейсы сразу нарастают крупные кристаллы полевых шпатов или слюд (Карелия). Это свидетельствует о том, что между стенками камеры и расплавом в этих случаях нет заметного перепада температур, и, естественно, нет зон закалки.

Обычно мощность аплитовых пегматитов невелика и не превышает нескольких сантиметров. По направлениям к осевой линии жил крупность зерен породообразующих минералов постепенно увеличивается от 0,5—1 мм до 1 см, и порода сменяется гипидиоморфнозернистыми

пегматитами, имеющими уже другой состав.

Минеральный и химический состав аплитовидных пегматитов (табл. 10) целиком соответствует составу родоначальных гранитов и резко контрастирует с составом соседней зоны гипидиоморфнозернистых пегматитов. В зоне аплитовидных пород еще не обнаруживается специфика пегматитов, отличающая их от гранитов. Тем не менее эти образования чрезвычайно важны для понимания процесса, поскольку они фиксируют исходный химический состав расплава.

Пегматитовый процесс начинается с образования двухминеральной парагенетической ассоциации — гипидиоморфнозернистых пегматитов, сложенных плагиоклазом и кварцем. Резкая смена парагенетических ассоциаций плагиоклаз + микроклин + кварц на плагиоклаз + кварц и рост крупности зерен минералов при переходе от аплитовидных пегматитов к гипидиоморфнозернистым является геологическим событием большого петрологического значения, означая переход от гранитной трехкомпонентной эвтектики к двухкомпонентной — пегматитовой, более низкотемпературной. Состав этой пара-

ТАБЛИЦА 10. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОТДЕЛЬНЫХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ ПЛАГИОКЛАЗ-МИКРОКЛИНОВЫХ ПЕГМАТИТОВ (В ВЕС. %). ПО Г. Г. РОДИОНОВУ, А. Г. ВУШЕВУ, Е. Н. КАЛУГИНУ (1972)

Окислы	Граниты	Пегматиты		
		аплитовидные	гипидиоморфнозернистые	микроклиновые графические
SiO ₂	72,15	73,14	73,59	71,39
TiO ₂	0,13	0,08	0,05	—
Al ₂ O ₃	15,40	14,91	15,29	14,87
Fe ₂ O ₃	0,40	0,26	0,27	—
FeO	0,99	0,72	0,78	0,30
MnO	0,02	0,01	0,02	—
MgO	0,30	0,31	0,30	—
CaO	1,47	1,37	2,52	0,41
Na ₂ O	3,32	4,27	5,06	2,00
K ₂ O	4,77	4,28	1,46	10,60
H ₂ O + п. п. п.	0,49	0,56	0,82	0,34
Сумма	99,44	99,91	100,16	99,91

генетической ассоциации послужил основанием А. И. Гинзбургу для выделения кальциево-натрового этапа пегматитового процесса.

Ассоциация минералов гипидиоморфнозернистых пегматитов (при отсутствии аплитовидных разновидностей) располагается у контакта пегматитовых тел, образуя особые зоны или участки. Плагиоклаз в данной ассоциации является основным минералом и составляет 50—67%. Он представлен крупными идиоморфными табличками, размеры которых возрастают по мере удаления от контакта от 0,5 до 5—10 см. По сравнению с аплитовидными пегматитами плагиоклаз здесь более основной (среднее значение № 31 вместо № 28), что еще раз подчеркивает принципиальное отличие этой ассоциации.

Кварца в породе в среднем содержится 35,2%.

Химический состав плагиоклаз-кварцевой ассоциации заметно отличается от состава ассоциации аплитовидных пегматитов. В нем больше кальция, натрия и значительно меньше калия (см. табл. 10).

Пегматиты графической структуры в зональных телах нарастают на зонах гипидиоморфнозернистых пегматитов или образуют отдельные участки, а иногда занимают всю мощность пегматитового тела. По явлениям нарастания блоков полевого шпата с ихтиоглистами кварца на приконтактные зоны гипидиоморфнозернистых пегматитов можно судить о более позднем времени их образования.

В отличие от пегматитов редкометальной и хрусталеносной формаций пегматиты графической структуры мусковитовой формации имеют не только микроклиновый, но часто плагиоклазовый и смешанный состав. В последнем случае в зоне графических пегматитов происходит смена ассоциаций: ранней — плагиоклаз-кварцевой с менее правильной формой кварцевых ихтиоглистов на более позднюю — микроклин-кварцевую. Однако обычно графические пегматиты имеют микроклин-кварцевый состав.

Графические пегматиты являются продуктами эвтектической кристал-

лизации. Об этом свидетельствуют: постоянное количественное соотношение микроклина и кварца в слюдяных пегматитах; закономерное изменение этих соотношений с изменениями глубины образования пег-

матитов (в пегматитах разных формаций); закономерное положение кварцевых вростков во вмещающем их полевоом шпате (Григорьев, Шафрановский, 1946; Бакуменко, 1966; Родионов, 1959); сходство температур образования полевого шпата и кварца, полученных методом декрепитации (480—520° С по определению на 15 образцах графического пегматита) и др.

Образование графических пегматитов относится к первому калиевому этапу пегматитового процесса.

Недавно считалось, что вслед за письменными гранитами образуется некоторая «переходная», более крупнозернистая разновидность пегматитов, а затем — блоковые пегматиты. Однако на рис. 16 показано типичное взаимоотношение, свидетельствующее о том, что между графическими и блоковыми пегматитами нет переходных образований. Видно также, что блоковые пегматиты не представляют собой единовременной

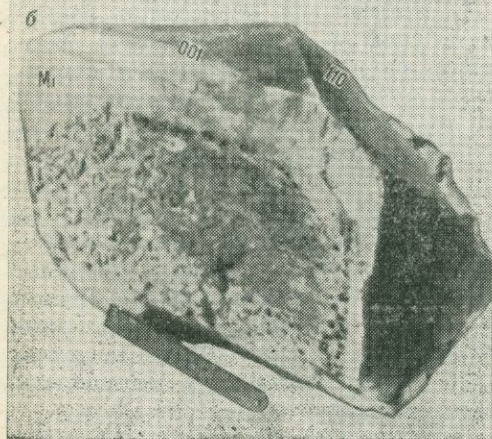
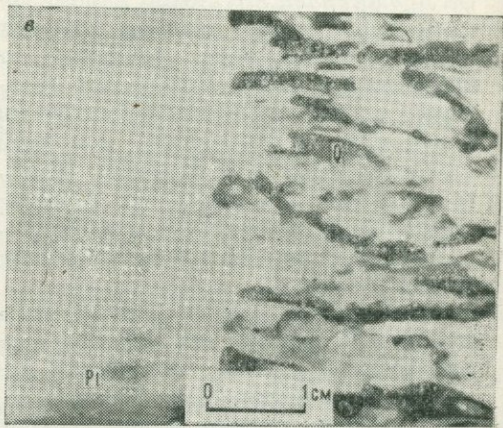


Рис. 16. Обычный переход от графических пегматитов к блоковым:

а — в зональной жиле; б — в кристалле микроклина; в — деталь этого перехода в кристалле плагиоклаза. Mi — микроклин, Pl — плагиоклаз, Bi — биотит, Q — кварц, Mu — мусковит



ассоциации. Слагающие их минералы (микроклин, мусковит, кварц) отлагаются в особые длительные этапы процесса: калиевый, этап гидролиза и кремниевый (Родионов, 1959, 1964). Это устанавливается по типу зональности, взаимной коррозии и пересечению кристаллов более поздними образованиями. Микроклин — самый ранний минерал из этой цепочки. Он образует отдельные, иногда очень мощные зоны пегматитовых тел, от микроклина предшествующих ассоциаций отличается очень тонкими типоморфными особенностями и, в частности, повышенными количествами натрия и кальция (табл. 11), что свидетельствует о более высокой температуре образования по сравнению с графическими пегматитами (в среднем соответственно 525 и 510° С).

С мономинеральных выделений микроклина начинается новый, принципиально отличный этап в процессе образования пегматита: последовательное выделение трех- и двухминеральных парагенетических ассоциаций ранних этапов сменяется выделением мономинеральных образований всегда в определенной последовательности. Такая цепочка последовательных минеральных выделений отмечается в магматических пегматитах любой формации, причем два крайних члена цепочки везде одинаковы, характер же промежуточного звена зависит от принадлежности к той или иной формации. Так, для мусковитовых пегматитов характерна последовательная ассоциация полевого шпата — мусковит — кварц, для редкометальных — полевого шпата — берилл — кварц или полевого шпата — сподумен — кварц. Все эти минералы слагают отдельные зоны пегматитовых тел.

Вслед за полевым шпатом в магматических пегматитах выделяется мусковит, который располагается между полевошпатовыми зонами и кварце-

ТАБЛИЦА 11. СОДЕРЖАНИЕ ЩЕЛОЧЕЙ В МИКРОКЛИНЕ ГРАФИЧЕСКИХ ПЕГМАТИТОВ И МОНОМИНЕРАЛЬНОЙ ЗОНЕ (СРЕДНЕЕ ИЗ 15 АНАЛИЗОВ). ПО Е. Н. КАЛУГИНУ

Компоненты	Зона графических пегматитов	Мономинеральная зона
K ₂ O	12,77	12,67
Na ₂ O	2,14	2,48
t, °С, по Т. Барту	5,10	525

вым ядром пегматитовых тел. В случае участкового строения жильных тел последовательность остается той же — мусковит располагается на границе кварцевых и микроклиновых блоков. Образование его связано с накоплением в расплаве воды за счет выделения в твердую фазу негидратных минералов на ранних стадиях кристаллизации. Потеря воды при внутрирудных тектонических подвижках исключает появление мусковита и определяет непосредственный переход полевого шпата в кварц.

Последним образуется кварц, слагающий центральное ядро пегматитовых тел. Измерения Е. Н. Калугина показывают, что периферические зоны кварцевого ядра, сложенные темно-серым кварцем, образуются при температуре 480—520° С; с удалением на 10—15 см к центру ядра кварц становится молочно-белым (температура образования 420°), а в центральном ядре — розовым. Кварц этого типа встречается редко. Его температура образования снижается до 380° С (Никаноров, 1971). Таким образом, и кварцевое ядро имеет зональное строение.

Параллельно с образованием полевого шпата, мусковита и кварца мономинеральных зон в контактовых пегматитах жильных тел последовательно развиваются метасоматические процессы: микроклинизация по

плаггиоклазовым пегматитам, кварц-мусковитовое и кварцевое замещения по полевым шпатам, что свидетельствует о существовании газовой фазы, равновесной с расплавом на последних этапах его кристаллизации.

Плаггиоклазовые пегматиты

В плаггиоклазовых пегматитах-анатектитах наблюдаются те же парагенетические ассоциации минералов и та же их смена, за исключением того, что в графических и блоковых пегматитах вместо микроклина образуется плаггиоклаз. Характер зонального строения тел тоже остается прежним.

Температура образования сходных минеральных образований в плаггиоклазовых пегматитах всегда выше по сравнению с микроклин-плаггиоклазовыми. Графические плаггиоклазовые пегматиты образуются при температуре 536—545° С, а блоковые — при 556—610° С (среднее по 9 рентгеноструктурным определениям; Родионов, Бушев, Калугин, 1972).

Плаггиоклазовые пегматиты-анатектиты формируются в толщах плаггиогнейсов. В гнейсах, содержащих микроклин, образуются микроклин-пегматиты-анатектиты, не содержащие мусковита. Они обычно используются как источник получения керамических материалов — микроклина и кварца. Керамические пегматиты — это одна из фациальных разновидностей формации мусковитовых пегматитов, не содержащая промышленных концентраций мусковита.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПЕГМАТИТЫ

Метасоматические процессы характерны для пегматитов любых формаций. Для редкометалльных пегматитов характерна постмагматическая альбитизация и грейзенизация.

К метасоматическим процессам в мусковитовых пегматитах относятся натровый метасоматоз, калиевый метасоматоз, процесс гидролиза полевых шпатов с образованием кварц-мусковитовых ассоциаций и, наконец, кремниевый метасоматоз. Альбитизация и грейзенизация здесь не характерны. Первые два процесса приводят к образованию крупнозернистых кварц-полевошпатовых пород по гнейсам и гранитам, т. е. к образованию пегматитов, третий и четвертый разрушают крупнозернистые породы, замещая блоки плаггиоклаза и микроклина, и приводят к образованию среднезернистых, а иногда даже мелкозернистых пород. Натровый и калиевый метасоматоз часто вызываются растворами, поступающими в жильные тела извне, т. е. представляются как аллометасоматические. Третий и четвертый процессы обуславливаются главным образом растворами, перемещающимися из центральных зон жильных тел в периферийные под влиянием внутрирудной тектоники и являются аутометасоматическими.

Нас здесь интересуют процессы, образующие пегматиты, — натровый и калиевый метасоматоз, поскольку гетерогенез является характерным признаком слюдяных пегматитов. К тому же пегматиты разного генезиса отличаются различной слюдностью.

Плаггиоклазовые пегматиты, возникающие при натровом метасоматозе

Процессы образования плаггиоклазовых пегматитов подробно рассматривались многими геологами. Однако их исследование еще далеко не закончено, так как до сих пор является дискуссионной сама природа этих образований. Действительно, большинство исследователей процесс образования крупнозерни-

стых пегматитов по гнейсам, гранитам и аплитам рассматривают как простую перекристаллизацию (Никитин, 1968; Соколов, 1970), хотя перекристаллизация в этом процессе не имеет существенного значения.

В условиях амфиболитовой фации метаморфизма широко проявляются мигматизация и гранитизация пород, а также пегматитообразование. При возникновении этих пород установлен привнос натрия, и весь процесс рассматривается как натровый метасоматоз.

Образованию плаггиогранитов и пегматитов-анатектитов также способствует привнос натрия, вызывая появление легкоплавкой магмы. О роли натрия в образовании метасоматических плаггиоклазовых пегматитов свидетельствует не только обогащение их этим элементом (табл. 12), но и все своеобразные детали строения пегматитовых тел. Эти особенности строения при детальном изучении обнаруживают все признаки метасоматической зональности. Частные проявления процессов образования метасоматических пегматитов в слюдоносных районах многообразны; наиболее ясно они выражены возникновением зон развития порфиробласт плаггиоклаза по гнейсам (рис. 17). Природа этого процесса иногда рассматривается как перекристаллизация, но ошибочность таких взглядов очевидна: вместо четырех-пятикомпонентной исходной минеральной ассоциации возникает мономинеральное образование, химически не эквивалентное исходной породе. Широкое развитие крупных порфиробласт в каком-либо участке гнейсов приводит к образованию порфиробластового существенно полевошпатового пегматита. Следует подчеркнуть одну особенность таких образований: отсутствие биотита и кварца в зоне полностью выраженных метасоматических превращений.

ТАБЛИЦА № 12. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ СЛЮДОНОСНЫХ ПЛАГИОГРАНИТОВ И ПЕГМАТИТОВ КАРЕЛИИ И МАМСКОГО РАЙОНА (В ВЕС. %).

ПО Г. Г. РОДИОНОВУ, А. Г. БУШЕВУ, Е. Н. КАЛУГИНУ (1972)

Компоненты	Плаггиограниты (25 анализов)	Плаггиоклазовые пегматиты (8 анализов)
SiO ₂	72,13	72,30
TiO ₂	0,13	0,05
Al ₂ O ₃	16,35	16,60
Fe ₂ O ₃	0,30	0,34
FeO	0,94	0,42
MnO	0,01	0,01
MgO	0,40	0,32
CaO	2,42	2,90
Na ₂ O	4,98	5,51
K ₂ O	1,53	0,94
П. п. п.	0,76	0,52
Сумма	99,95	99,9

Не менее широко распространены и другие образования, возникающие в результате натревого метасоматоза. К ним относятся унаследованно-полосчатые пегматиты, размещающиеся у контакта согласных тел с гнейсами. Природа процесса образования унаследованно-полосчатых пегматитов тоже иногда представляется как перекристаллизация,

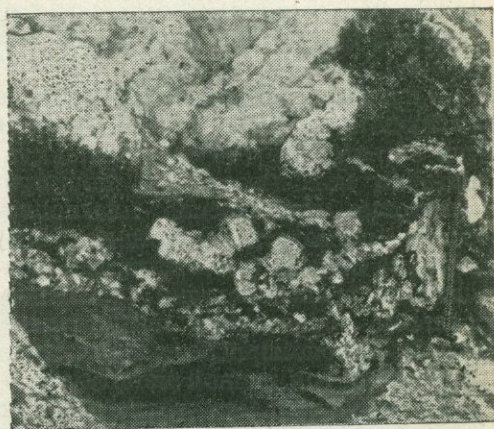


Рис. 17. Порфиробласты плаггиоклаза по гнейсам Рудник Чуя

и внешне для такого вывода имеют достаточные основания. В подобных пегматитах увеличиваются зерна плагиоклаза, растут зерна кварца, биотит сохраняет реликтовую ориентировку и увеличивает свои размеры, превращаясь в мелкие лейсты. Вновь образованные пегматиты имеют трехминеральный состав, полосчатое строение и размеры зерен минералов 3—5 см в поперечнике. Трехминеральные гранобластовые пегматиты возникают при замещении плагиоклазовых грацитов. Естественно, в них нет реликтовой полосчатости, а в остальном они вполне аналогичны унаследованно-полосчатым пегматитам, образующимся по гнейсам. При метасоматических преобразованиях подобного рода и кварц, и биотит остаются устойчивыми и образуют характерную парагенетическую ассоциацию с плагиоклазом.

Многие исследователи отмечают присутствие в плагиоклазовых пегматитах значительных участков или зон пегматитовых тел, сложенных блоками плагиоклаза, крупными лейстами и гигантскими пластинчатыми кристаллами биотита. Впервые такие скопления биотита были охарактеризованы П. Н. Сучковым (1957), назвавшим их трещинными слюдами (позднее по биотиту развивался мусковит).

В процессе исследований удалось наблюдать в ряде плагиоклазовых тел весьма интересную зональность, которая показывает, что порфиробластовые существенно плагиоклазовые пегматиты, плагиоклаз-биотитовые породы (с трещинными слюдами) и гранобластовые трехминеральные образования представляют собой закономерные парагенезисы отдельных зон единой метасоматической колонки. Она возникает под воздействием натровых растворов щелочного этапа магматической стадии процесса на плагиограниты или

гнейсы. Условия трещиноватости и инфильтрации растворов в замещаемых породах иногда приводят к преобладающему развитию любой из этих зон, но нередки случаи и полного развития всей колонки в целом.

Следовательно, процесс образования крупнозернистых плагиоклазовых пегматитов, внешне похожий на собирательную перекристаллизацию, по своей природе более сложен и связан с изменениями исходных пород под воздействием натрий-содержащих растворов. Весьма характерно, что по разрезам, пересекающим разные зоны, состав плагиоклаза существенно не изменяется и представлен от № 24 до № 27. Судя по наличию четко выраженных зон с постоянным составом минералов и постоянным содержанием компонентов, рассматриваемая метасоматическая колонка относится по типу к изотермической, возникающей на магматической стадии процесса.

В Мамском слюдоносном районе метасоматические зональные пегматиты наиболее широко распространены в верховьях рек Мочикита, Довгокита, Олонгро и др. С ними связаны крупные месторождения мусковита, развивающегося по биотиту (трещинные слюды). Качество мусковита здесь часто пониженное в связи с пятнистостью и измятостью кристаллов.

Микроклиновые пегматиты, возникающие при калиевом метасоматозе

Микроклиновое замещение как автометасоматический процесс, развивающийся по приконтактовым пегматитам, уже давно обратил на себя внимание (Родионов, 1959). Значительно раньше (Марков, 1937) было замечено образование микроклиновых зон в более ранних пегматитах,

однако детальное изучение их началось сравнительно недавно В. Д. Никитиным (1965). Такие зоны иногда пересекают плагиоклазовые пегматиты от контакта до контакта, будучи ориентированы перпендикулярно или диагонально к последним. Природа таких секущих зон разнообразна: иногда это инъекции микроклиновых пегматитов (производные гранитоидов третьей магматической фазы), иногда — метасоматические образования, возникающие под влиянием растворов, богатых калием. Инъекции обычно имеют четкие контакты; раздвигание стенок трещины, в которую внедрялись пегматиты, приводит к смещению пересекаемых линейных структур; внедрившиеся микроклиновые пегматиты часто имеют обычное для магматических пегматитов зональное строение (письменный гранит, блоковый пегматит, кварцевое ядро и т. д.).

Метасоматические микроклиновые зоны обычно не имеют четких контактов, сложены они в основном одним микроклином. Последний образует крупные блоки, отчего пегматит приобретает структуру, похожую на пегматоидную, но в нем нет равновеликих обособлений кварца, столь характерных для пегматоидных пегматитов, нет и графических структур.

Строение метасоматических зон зависит от характера тектонической подготовки той трещинной зоны, по которой проходят растворы. Зоны, в которых плагиоклазовые пегматиты предварительно подвергались дроб-

лению и перетиранью, равномерно пропитывались растворами и превращались в порфировластические пегматиты с равномерным распределением новообразований микроклина. Если в зоне дробления проницаемость пород постепенно падала от осевой линии к границам, возникла метасоматическая зональность, внутренняя зона которой микроклиновая, следующая зона микроклин-плагиоклазовая, внешняя зона микроклин-плагиоклаз-кварцевая. Судя по тому, что в таких зонах дробления часто наблюдаются минералы, образование которых связано с действием нейтральных (мусковит), а затем и кислых (кварц) растворов, можно судить о длительности проявления внутрирудной тектоники без существенного изменения плана деформаций. Промышленно-слюдочные зоны в большинстве случаев совпадают с направлениями наибольшего изменения плагиоклазовых пород при калишпатизации. Таким образом, появление микроклина в плагиоклазовых пегматитах — хороший признак, хотя значение его только косвенное: микроклинизация — непосредственный предшественник кварц-мусковитового замещения. Она создает хорошие условия для слюдообразования, так как в незамещенных плагиоклазовых пегматитах для появления мусковита не хватает калия.

В пегматитах этого типа образуются крупные месторождения мусковита высокого качества (кварц-мусковитовой ассоциации).

ФОРМАЦИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Редкометальные пегматиты распространены значительно шире мусковитовых. Они известны во многих районах Африки, Южной и Северной Америки, Азии и Советского Союза.

Рассматриваемые пегматиты встречаются в самых различных по возрасту складчатых зонах земной коры и залегают среди разных по составу комплексов пород. Однако фация

метаморфизма последних всегда одинакова. Пегматиты чаще залегают среди мусковит-андалузитовых мусковит-биотит-кордиеритовых биотит-кварцевых сланцев и амфиболитов, относящихся к андалузит-кордиерит-мусковитовой субфации метаморфизма (Винклер, 1969). Исходные осадочные породы метаморфических толщ представлены терригенными отложениями флишевой формации, эффузивами и амфиболитами (Гинзбург, Тимофеев, Фельдман, 1975). Исключением из этого общего правила являются редкометальные пегматиты одного из районов складчатых сооружений Сибири, располагающиеся среди толщ известняков.

Протерозойские редкометальные пегматиты европейской части СССР располагаются в комплексе пород, испытавшем повторно региональный метаморфизм. Минеральные ассоциации ранних метаморфических преобразований представлены биотитовыми, гранат-биотитовыми и дистеновыми сланцами. В результате повторного метаморфизма образовались породы другой субфации — андалузит-мусковитовые сланцы, которые и являются вмещающими породами для редкометальных пегматитов. Наложение метаморфических зон разных субфаций метаморфизма одна на другую с образованием диафоритов характерно также для Восточной Сибири и других районов развития протерозойских отложений.

Вмещающими породами герцинских пегматитов Казахстана и Средней Азии являются кварц-полевошпатовые песчаники, кремнистые сланцы, кислые эффузивы, известняки, конгломераты, а в контактовых зонах интрузивов — андалузитовые роговики.

В складчатой зоне Дальнего Востока редкометальные пегматиты располагаются также в терригенных

образованиях флишевой формации. Особенностью этих пород является своеобразие метаморфизма. Мезозойские осадочные породы здесь слабо затронуты метаморфизмом и часто представлены почти неизмененными осадочными образованиями. В пределах пегматитовых полей метаморфизм пород достигает андалузит-кордиерит-мусковитовой субфации, но ограничивается начальной степенью преобразований осадочных пород с характерным развитием пятнистых сланцев.

Многие пегматитовые поля размещаются в материнских гранитах, а пегматиты герцинских складчатых зон чаще располагаются непосредственно в массивах материнских гранитов.

В районах развития протерозойских пегматитов Сибири исследования последнего времени (Гинзбург, Тимофеев, Фельдман, 1975) отмечают более детальную картину связи пегматитов с метаморфическими комплексами пород. Зоны различных фаций и субфаций метаморфизма быстро сменяют друг друга вкрест простирания разреза метаморфической толщи. При этом гранитные массивы и безрудные пегматитовые поля располагаются в условиях наиболее высокотемпературной силлиманит-кордиеритовой субфации метаморфизма. Рудоносные пегматиты находятся уже в несколько других условиях — в пределах зон метаморфизма андалузит-кордиерит-мусковитовой субфации. При этом альбит-микроклин-сподуменовые пегматиты образуются в обстановке несколько более высоких давлений, фиксируемых появлением в сланцах ставролита. Существенно альбитовые, сподумен-альбитовые или петалит-альбитовые с лепидолитом или рубидиевым мусковитом пегматиты приурочиваются к верхам этой зоны метаморфизма, непосредственно граничащей с породами зеле-

носланцевой фации. К сожалению, авторы не указывают минеральных ассоциаций в сланцах, отмечающих эту границу.

В районах развития древних пегматитов вмещающие породы заметно мигматизированы только вблизи массивов материнских гранитов, но здесь степень мигматизации выражена значительно слабее по сравнению с районами развития слюдяных пегматитов. Местами она не проявлена совершенно, особенно в пегматитовых полях палеозойского и мезозойского возраста.

В комплекс пород, включающий редкометалльные пегматиты, входят гранитоиды, отличающиеся некоторыми особенностями. В зонах протерозойской складчатости Сибири редкометалльные пегматиты связаны с существенно микроклиновыми биотитовыми гранитами, нередко с турмалином и флюоритом, что свидетельствует об обогащении гранитов летучими компонентами. Об этом же говорят мусковитизация биотита, появление пегматоидных фаций породы, интенсивное воздействие гранитов на породы кровли с развитием явлений гранитизации.

Все гранитоидные комплексы протерозойского возраста представляют собой многофазовые образования, из которых ранними являются гранодиориты, затем нормальные граниты, а самыми поздними — микроклиновые аляскиты, с которыми и связаны редкометалльные пегматиты.

По данным исследований последнего времени (Гинзбург, Тимофеев, Фельдман, 1975) в гранитах поздней фазы магматической деятельности накапливаются элементы (Cs, Rb, Ta, Be, Li), высокие концентрации которых характерны для редкометалльных пегматитов, что является доказательством родства пегматитов и гранитов каждого данного района при отсутствии их непосредственной пространственной связи.

Пегматиты палеозойского и мезозойского возраста располагаются в зонах экзо- или эндоконтакта материнских массивов, редко удаляясь от них более чем на 2 км. Состав пород этих массивов обычно отвечает нормальным биотитовым микроклиновым гранитам. В отдельных районах пегматиты связаны с двуслюдяными гранитами. Сравнение показывает, что даже в удаленных друг от друга районах граниты обнаруживают постоянство минерального и химического состава. По данным В. В. Архангельской (1964), граниты рассматриваемого типа в среднем состоят из микроклина (42,5%), плагиоклаза (26,2%), кварца (26,4%), биотита, апатита, циркона, сфена, ортита, монацита, флюорита, граната, рудного минерала; темноклетчатые и акцессорные минералы в сумме составляют 4,4%.

Отличительной особенностью пегматитов рассматриваемой формации помимо состава рудных компонентов является обилие альбита, образующегося метасоматическим путем в течение натрового этапа процесса пегматитообразования. Не менее характерно для этих пегматитов обилие продуктов процесса грейзенизации: кварц-мусковитовой ассоциации с касситеритом, кварц-лепидолитовой ассоциации с танталитом и поллуцитом. Следовательно, в редкометалльных пегматитах весьма широко представлены минеральные ассоциации поздних этапов пегматитового процесса, которые в слюдяных пегматитах почти полностью отсутствуют, а проявляясь, всегда представлены жильбертитом и кварцем.

Редкометалльные пегматиты формируются в течение тех же этапов процесса, что и пегматиты других формаций, причем минеральные ассоциации ранних этапов — кальциево-натрового, первого и второго калиевого (Родионов, 1964) — везде представлены одними и теми же мине-

ральными ассоциациями: плагиоклазом и кварцем, микроклином и кварцем в графическом срастании и мономинеральным образованием — микроклином. Минеральные ассоциации первого этапа гидролиза для слюдяных и редкометалльных пегматитов резко отличны: для слюдяных пегматитов здесь характерен мусковит, а в качестве аксессуарных минералов присутствуют берилл, турмалин и апатит. Для редкометалльных наиболее характерны литиевые минералы, танталит, иногда мусковит, турмалин и др. Следующий, кремниевый этап процесса вновь характерен для пегматитов всех формаций, точно так же, как и первый натровый; кварцевые оси пегматитовых тел и продукты альбитизации в большей или меньшей степени встречаются во всех пегматитах. Существенно проявленный в пегматитах второй этап гидролиза вновь резко отличается минеральными ассоциациями. Для редкометалльных пегматитов они уже были отмечены.

В общем редкометалльные пегматиты отличаются сложным минеральным составом. Породообразующими минералами помимо широко распространенных микроклина и кварца в редкометалльных пегматитах часто являются альбит, лепидолит и др.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ СХОДНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ И ТИПОМОРФИЗМА ПОРОДОБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ГРАНИТОИДОВ И ПЕГМАТИТОВ

Пегматиты разных формаций размещаются в комплексах горных пород, различающихся по фации или субфации метаморфизма и характеру материнских гранитоидов. Выявление особенностей этих комплексов в районе, подлежащем оценке, позволяет прогнозировать по косвенным признакам появление тех или иных полезных ископаемых, связанных с пегматитами. Эти признаки являются главнейшими. Однако суще-

Аксессуарные и второстепенные минералы нередко представлены обильными выделениями апатита, спессартина, турмелина, мусковита, берилла, колумбит-танталита, касситерита, амблигонита, петалита, трифилина-литнофиллита, поллуцита и др. В некоторых районах в центральных частях тел редкометалльных пегматитов появляются крупные миароловые пустоты с драгоценными камнями (топазом, полихромным турмалином, кунцитом) и кристаллами пьезокварца.

Текстура редкометалльных тел нередко зональная. За рубежом известны крупнейшие рудные тела зонального строения, но в СССР пегматитовые жилы промышленных месторождений имеют неправильное участковое строение вследствие широкого неравномерного развития минеральных ассоциаций, возникающих метасоматическим путем. Это особенно характерно для промышленных месторождений докембрийских пегматитов, формирующихся в неспокойных тектонических условиях (Гинзбург, 1961).

Характеристика состава и строения редкометалльных пегматитов широко освещена в отечественной литературе, что позволяет не останавливаться подробнее на этом вопросе.

стуют и более тонкие отличия формаций, которые ярче выявляются при прямом сопоставлении особенностей типоморфизма породообразующих минералов гранитоидов и пегматитов.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ МАТЕРИНСКИХ ГРАНИТОИДОВ

Сравнение составов слюдоносных гранитоидов с гранитоидами других формаций — редкометалльных, редко-

ТАБЛИЦА 13. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПЕГМАТИТОНОСНЫХ ГРАНИТОВ (В ВЕС. %).
ПО Г. Г. РОДИОНОВУ, А. Г. БУШЕВУ, Е. Н. КАЛУГИНУ (1972)

Окислы	Слюдяные граниты		Редкометалльные граниты			Хрусталеносные граниты	
	Мамский район	Майсор, Индия	Фремонт, США	Калбинский массив	Казахстан	Анжарляуский массив	Кентский массив
SiO ₂	72,15	72,98	73,15	73,00	73,84	75,76	75,77
TiO ₂	0,13	—	0,08	0,07	0,14	0,18	0,17
Al ₂ O ₃	15,40	14,73	13,65	15,23	14,00	12,75	12,58
Fe ₂ O ₃	0,40	1,14	1,84	0,77	1,09	1,04	1,03
FeO	0,99	0,70	0,14	0,97	1,01	0,72	0,67
MnO	0,02	—	—	0,06	0,04	0,01	0,06
MgO	0,30	0,04	—	0,35	0,54	0,32	0,31
CaO	1,47	1,49	0,79	1,25	1,28	0,82	0,78
Na ₂ O	3,32	4,62	4,28	3,63	3,31	3,66	3,63
K ₂ O	4,47	4,30	5,08	4,25	4,92	4,25	4,28
H ₂ O	—	0,43	—	—	0,27	0,01	—
П. п. п.	0,49	0,20	0,26	—	0,35	0,01	—
Сумма	99,14	100,63	99,27	99,58	100,79	99,53	99,28

земельных, хрусталеносных, выделенное А. Г. Бушевым (Родионов, Бушев, Калугин, 1972), показывает, что они значительно отличаются от последних, но в то же время все вместе образуют единую ветвь пегматитоносных гранитоидов. Пегматитоносные гранитоиды по сравнению с нормальными аналогами характеризуются лейкократовым составом, повышенным содержанием щелочей, кремнезема и глинозема. По минеральному составу слюдоносные гранитоиды отвечают плагиогранитам и гранитам; редкометалльные, по данным В. В. Архангельской (1964), — гранитам; хрусталеносные — щелочноземельным гранитам и щелочно-полевошпатовым гранитам.

По химическому составу слюдоносные гранитоиды относительно беднее других кремнеземом, обогащены глиноземом и окисью кальция (табл. 13). Эти особенности обуслов-

лены кристаллизацией слюдоносных гранитоидов в условиях больших глубин и меньших температур по сравнению с редкометалльными и хрусталеносными.

Согласно замерам методом гомогенизации для первых характерны давления 1—2 тыс. кгс/см² (Захарченко, 1964; Бакуменко, 1968), а для мусковитовых гранитов давление достигает 6—8 тыс. кгс/см² (Макагон, 1968). Для редкометалльных гранитоидов характерна промежуточная величина 3—5 тыс. кгс/см² (Jahns, Burnham, 1969). Температуры кристаллизации хрусталеносных гранитоидов 760—880°С (Захарченко, 1964; Базаров, 1968; Бакуменко, 1968), а для мусковитоносных гранитов тем же методом декрепитации получены более низкие значения температуры (475—530°С). Другие методы также показывают различие в температурах кристаллизации между гранитами больших и малых

глубин. По двуполевошпатовому термометру для хрусталеносных гранитов она на 20° выше, чем для слюдоносных, по содержанию скандия в биотите на 80° выше.

Термодинамические условия становления гранитов, по-видимому, в значительной степени определяют их химический и минеральный состав. От наиболее глубинных к хрусталеносным гранитам наблюдается увеличение содержания калиевого полевого шпата и кварца за счет уменьшения количества плагиоклаза. Номер плагиоклаза меняется от 26—30 в слюдяных гранитах до 5—10 в хрусталеносных.

Изменение минерального состава пегматитоносных гранитов отражается и на их химическом составе и связанном с ним таким показателем, как коэффициент агпаитности. Количество кремнезема и окиси железа увеличивается, глинозема и окиси кальция падает от слюдоносных гранитов к хрусталеносным.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СОПОСТАВИМЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ ПЕГМАТИТОВ РАЗНЫХ ФОРМАЦИЙ

Исследование типоморфных особенностей отдельных минералов и минеральных ассоциаций пегматитов разных формаций даже на самом первом этапе выявило интересные закономерности, которые могут быть использованы как поисковые критерии (Родионов, Бушев, Калугин, 1972).

Для сравнительного изучения типоморфных особенностей минералов приняты вполне сопоставимые графические и блоковые пегматиты, всегда занимающие сходное положение во внутреннем строении пегматитовых тел разных формаций. Температура образования двухминеральных кварц-полевошпатовых пегматитов графической структуры раз-

ных формаций различна (табл. 14). Для слюдяных пегматитов характерны наиболее низкие температуры образования, для хрусталеносных — наиболее высокие. Редкометалльные графические пегматиты образуются в промежуточных условиях.

В связи с различными условиями образования закономерно изменяется состав графических пегматитов. В слюдяных пегматитах по многократным измерениям количество кварца в письменных гранитах колеблется от 23,0 до 24,8%. В редкометалльных пегматитах оно возрастает до 25—26%, в хрусталеносных — до 31—38%. Таким образом, наблюдается закономерное увеличение кварца в эвтектической системе от пегматитов больших глубин к пегматитам малых глубин. Закономерное изменение состава эвтектики в зависимости от давлений было доказано экспериментальными исследованиями (Luth, 1969) в системе ортоклаз — кварц.

Количество основных окислов, входящих в состав кварц-микроклиновой эвтектики, изменяется. От более глубинных пегматитов к менее глубинным увеличивается содержание SiO_2 и уменьшается количество Al_2O_3 и K_2O (табл. 15). В том же направлении наблюдается тенденция к увеличению количества Na_2O и FeO .

Химические и минеральные составы кварц-плагиоклазовых графических пегматитов аналогично различаются для пегматитов разных формаций. Удобны для сравнения условий образования мономинеральные полевошпатовые образования, нарастающие на графические пегматиты, что характерно для любых формаций.

Нижний предел температуры образования микроклинов (табл. 16) в слюдяных пегматитах ниже, чем в редкометалльных и хрусталеносных (Родионов, Бушев, Калугин, 1972).

ТАБЛИЦА 14. ТЕМПЕРАТУРА КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ГРАФИЧЕСКИХ ПЕГМАТИТОВ РАЗНЫХ ФОРМАЦИЙ (В °С)

Методы определения температур	Калишпатовые пегматиты			Плагиоклазовые пегматиты		
	сланцевые	редкометалльные	хрусталоносные	сланцевые	редкометалльные	хрусталоносные
Гомогенизация	420—450	500—650	Выше 700—780 *	—	—	—
Декрепитация	480—530	550—650	665—880 *	500—520	—	—
Двуполевошпатовый метод, по Т. Барту (1962 г.)	480—520	520—550	580—770	560	—	—
Биотит-гранатовый 2θ (131)—2θ (131)	510	—	—	—	—	—
По диаграмме Ab—An—Q	—	—	—	480—520	—	—
По характеру двойникования кварца	—	—	—	660—670	780—810	850—1080
По характеру двойникования кварца	Ниже точки α—β-перехода	—	Выше точки α—β-перехода	—	—	—

* По данным Л. Ш. Базарова (1968) и И. Т. Бакуменко (1968).

Для калиевых полевых шпатов характерно увеличение в их составе Na_2O и уменьшение K_2O от слюдяных к хрусталоносным пегматитам,

ТАБЛИЦА 15. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ КАЛИШПАТОВЫХ ГРАФИЧЕСКИХ ПЕГМАТИТОВ ИЗ ПЕГМАТИТОВЫХ ТЕЛ РАЗНЫХ ФОРМАЦИЙ (В ВЕС. %)

Компоненты	Пегматиты		
	сланцевые (К. А. Шуркин)	редкометалльные (Ферман, 1940)	хрусталоносные
SiO_2	70,00	73,71	76,66
TiO_2	—	—	0,10
Al_2O_3	16,28	14,16	11,88
Fe_2O_3	0,57	0,36	—
FeO	0,21	Следы	2,09
MnO	—	0,04	—
MgO	0,47	0,17	0,27
CaO	0,44	0,11	0,25
Na_2O	1,78	1,99	2,34
K_2O	10,68	9,50	5,85
П. п. п.	0,40	0,21	0,38
Сумма	100,83	100,25	99,82

что свидетельствует о закономерном изменении температур образования этих разноглубинных пегматитов.

Таким образом, в пегматитах разных формаций даже сходные минеральные ассоциации отличаются количественными соотношениями породообразующих минералов и типоморфизмом последних. Все это является следствием различий глубины

ТАБЛИЦА 16. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЩЕЛОЧЕЙ В МИКРОКЛИНЕ И ТЕМПЕРАТУРА ЕГО ОБРАЗОВАНИЯ В МОНОМИНЕРАЛЬНОЙ ЗОНЕ

Пегматиты	Содержание, %		t °С, по Т. Барту
	K_2O	Na_2O	
Мусковитовые	12,67	2,48	525
Редкометалльные			
Алтай	12,90	2,83	540
Кольский полуостров	12,10	3,20	570
Хрусталоносные	10,90	4,14	650
	8,63	5,97	780
Украина	10,16	4,72	700
»	10,04	5,00	740

и температуры их образования. Изучение состава породообразующих минералов и их количественных соотношений из первых находок безрудных пегматитов новых пегматитовых полей, перспективы которых еще не оценены, может дать материалы для отнесения их к той или иной формации и для заключения о их практическом значении.

Геологические условия размещения пегматитов в различных районах, тесная связь пегматитов отдельных формаций с характерными петрографическими комплексами, особенности состава этих пегматитов и типоморфизма их породообразующих минералов — все это может

МЕТОДЫ ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКИ

Выше были рассмотрены признаки, позволяющие прогнозировать выявление пегматитоносных рудных районов и определять их геологические границы, основываясь на косвенных признаках. Однако при мелкомасштабной геологической съемке не всегда обнаруживаются прямые признаки полезного ископаемого, его рудопроявления, не устанавливаются их распространенность, частота встречаемости, тип руд и другие данные, позволяющие обосновать прогнозную оценку запасов полезного ископаемого в районе. Все эти задачи решаются при геологических съемках площади рудного района в масштабах 1 : 100 000 и 1 : 50 000.

Основанием для постановки съемки этих масштабов часто служат заключения научно-исследовательских организаций, выделивших прогнозный район и выполнивших его предварительное изучение. Во время этих работ собираются минимально необходимые сведения для его прогнозной оценки, которая во многом все еще основывается на косвенных признаках, использует метод аналогии

быть использовано как характерные поисковые критерии на разных этапах геологических работ. Особенно эффективным в практической работе оказался критерий, устанавливающий связь пегматитов разных формаций с комплексами метаморфических пород определенной субфации, использование которого позволило выявить несколько промышленных месторождений редкометалльных пегматитов. Выявлены и слюдоносные месторождения, мусковит в которых оказался низкого качества в связи с проявлением поздней тектоники. В принципе же и здесь прогнозы оказались обоснованными.

и зависит от опыта самого исследователя. Поэтому она может быть названа экспертной оценкой — оценкой на самом раннем этапе изучения рудного района.

Применительно к районам распространения редкометалльных и мусковитовых пегматитов экспертная оценка может быть произведена следующим способом.

1. Предварительно устанавливается общая площадь района. Наиболее эффективным признаком рудного района является распространенность на его территории метаморфических пород определенной субфации метаморфизма: для района распространения мусковитовых пегматитов — кианит-мусковит-кварцевой субфации, а редкометалльных — андалузит-кордиерит-мусковитовой.

Наиболее характерным типоморфным минералом вмещающих пород для слюдяных пегматитов является кианит, а для редкометалльных — андалузит.

Границы рудных районов хорошо устанавливаются по появлению в толще метаморфических пород ми-

неральных ассоциаций соседних субфаций высокотемпературного метаморфизма. Для слюдоносного района его границами будут являться изограды силлиманита и ставролита, а для редкометального — хлорита, серицита и ставролита.

2. Устанавливаются химический и минеральный состав гранитов, типоморфные особенности и количественные соотношения породообразующих минералов (полевых шпатов и кварца) материнских гранитов и пегматитов. Определяются температура их образования и принадлежность к пегматитам той или иной формации.

3. Оцениваются другие положительные косвенные признаки рудоносности района:

а) для слюдоносных районов — высокая степень мигматизации метаморфических пород, широта распространения высокоглиноземистых пород гранат-биотит-кианитовых гнейсов, обилие пегматитовых жил, наличие зональных жил микроклиплагноклазового состава;

б) для районов распространения редкометальных пегматитов — широкое распространение амфиболитов, а также незональных пегматитов в метаморфических породах, концентрация их в узлах, на протяженных полях, обилие альбитизированных пегматитов, развитие грейзеновых ассоциаций минералов, широкое распространение лепидолита.

4. Оцениваются прямые признаки:

а) для слюдяных пегматитов — наличие слюды в ровных, не деформированных пострудной тектоникой кристаллах размером более 4 см^2 ; наличие слюдяной парги в высыпках, оценивается частота встречаемости рудопроявлений в районе, наличие рудных полей и узлов;

б) для редкометальных пегматитов — наличие в пегматитах сподумена, берилла, тантало-ниобатов,

поллуцита и др.; оценивается частота встречаемости рудопроявлений в районе.

5. По аналогии с другими районами сходного типа определяется удельная рудоносность (рудоносность на квадратный километр площади в тоннах) для данного района.

6. Устанавливается экономически допустимая глубина разработки месторождений данного типа.

7. Проводится подсчет прогнозных запасов.

В связи с тем, что удельная рудоносность на первом этапе изучения района принимается по аналогии с другими известными районами, этот подсчет носит ориентировочный характер и служит для обоснования необходимости организации поисковых работ.

Оценка в ходе поисково-разведочных работ с целью обоснования необходимости их продолжения и определения возможного прироста запасов производится на основе количественных показателей, полученных при поисково-разведочных работах на некоторых полях района.

Применительно для Мамского слюдоносного района интересный способ подсчета прогнозных запасов был разработан В. Н. Чесноковым (1968). С теми или иными изменениями и уточнениями он может быть использован не только для другого слюдоносного района, но и вообще для района развития редкометальных пегматитов. Способ подсчета прогнозных запасов В. Н. Чеснокова заключается в следующем.

По данным научно-исследовательских работ им были определены границы слюдоносного района, совпадающие с границами области распространения пород благоприятной субфации метаморфизма. Эти границы района были уточнены по данным геологической съемки, выявившей эмпирическую закономерность:

слюдоносные пегматиты располагаются на определенных стратиграфических уровнях — в средних частях двух свит, благоприятных для слюдообразования по составу пород. С учетом этих уточнений была подсчитана площадь слюдоносного района в квадратных километрах. Из этой площади были исключены территории, занятые гранитными массивами и мигматитами.

Геологическая съемка дала возможность расчленить площадь района на три структурных блока, разделенных разломами и различающихся характером складчатых структур, контролирующих размещение слюдоносных пегматитов. В пределах этих блоков по сходству геологических условий было выделено 14 полей, в пределах которых и подсчитывались прогнозные запасы.

Глубина подсчета определена для двух случаев — для прогнозных запасов тел в приповерхностном слое (H_1), выявляемых канавами, и для подсчета запасов скрытых слюдоносных тел на нижних горизонтах пегматитовых полей (H_2) — объектов поисков с применением колонкового бурения. H_1 определялась как средняя статистическая длина жильных тел по падению, а H_2 — как средняя глубина, доступная для штольневой разведки. Экономический подсчет показал, что в пределах этой глубины найденные месторождения будут рентабельны и стоимость разведки одной тонны запасов не будет превышать допустимых пределов.

При подсчете прогнозных запасов в приповерхностном слое и на нижних горизонтах рудных полей в основную формулу вводился ряд поправочных коэффициентов. Так, прогнозные запасы в приповерхностном слое определялись по формуле

$$Q_1 = ZXCH_1(F - f_1), \text{ а на нижних горизонтах} \\ Q_2 = VCFH_2,$$

где Q_1 — прогнозные запасы мусковита в приповерхностном слое месторождений, т;

Q_2 — прогнозные запасы слюды на глубоких горизонтах слюдоносных месторождений, т;

H — глубина подсчета, м;

Z — коэффициент, учитывающий размеры слюдоносных площадей, закрытых мощными рыхлыми отложениями;

X — коэффициент, учитывающий степень опоискованности площади F ;

C — удельная слюдоносность, т/км²;

F — площадь поля, км²;

f_1 — суммарная, детально опоискованная площадь в контурах блока, км²;

V — коэффициент, учитывающий вероятность обнаружения поисковыми скважинами того же числа слюдоносных тел, что и по поверхности при данной сети разведочных скважин.

Удельная слюдоносность определяется по формуле

$$C = \frac{\sum C_0 ml}{f_1},$$

где f_1 — площадь, детально опоискованная в контурах участка, км²;

C_0 — среднее содержание мусковита в слюдоносных жилах, выходящих на дневную поверхность в пределах опоискованных площадей, т/м³;

m — видимая мощность жил с промышленной слюдой, м;

l — длина слюдоносной части жилы, м.

Прогнозные запасы по всему слюдоносному району определялись как сумма запасов по всем участкам.

В каждом конкретном случае подсчета запасов по тому или иному рудному району могут быть введены дополнительные коэффициенты или исключены рекомендованные, но путь определения прогнозных запасов, предложенный В. Н. Чесновым, представляется рациональным.

Прогнозные определения по пегматовому полю служат обоснованием для постановки дорогостоящих поисков слепых рудных тел, поэтому и ответственность их значительно выше, чем предыдущих. С другой стороны, и цифровые данные, и сами прогнозные запасы могут быть определены значительно точнее.

Действительно, на этой стадии работ имеется детальная геологическая карта, на основе которой определяется структура пегматового поля. Имеются данные и разведочных работ в приповерхностном слое месторождения: концентрация пегматовых тел в пределах поля, их величина, содержание мусковита в разведанных блоках и др.

Подсчет запасов начинается с анализа имеющихся данных. Основой подсчета является анализ структуры пегматового поля. Не все типы структур пегматовых полей одинаково перспективны для поисков слюдоносных тел на глубине. Обычно благоприятно оцениваются перспективы полей седловидных, согласных и поперечно-секущих тел в поперечных складках. Поля продольно-секущих тел в продольных складках имеют ограниченную глубину распространения. В наиболее крупных полях этого типа слюдоносность прослежена не более чем на 200—250 м. Наименьшие перспективы распространения слюдоносности на глубину связаны с полями согласных

жил в складках с горизонтальной осью.

На основании анализа структуры пегматового поля определяются его геологические границы и площадь в плане. Здесь имеют значение не только величина тектонической структуры, контролирующей поле. Площадь поля на поверхности и на нижнем горизонте определяется также площадью выхода продуктивного пласта или пачки пластов, благоприятных для слюдообразования.

Глубина подсчета запасов для полей продольно-секущих жил выявляется в разрезе на нижней границе продуктивного пласта пород. Нижняя граница полей, связанных с поперечными складками, обычно определяется как экономически целесообразная, так как поля этого типа очень протяженны на глубину.

Некоторые затруднения встречаются при определении удельной слюдоносности поля в том случае, если в числе жил поля, разведанных на дневной поверхности, встречается одна, резко отличающаяся от остальных величиной среднего содержания или своими размерами в плане, поскольку на нижних горизонтах такой выдающейся по своим показателям жилы может не встретиться. Ее как «ураганную» пробу при подсчете следует заменить ближайшей меньшей. Такая операция должна производиться в отношении содержания слюды в этой жиле или ее величины в плане в зависимости от того, какой из показателей представляется выдающимся. Прием здесь применяется тот же, что и с «ураганной» пробой при подсчете содержаний в разведанном контуре жильного тела. В остальном подсчет производится по формулам, упоминавшимся выше.

Редкометалльные месторождения группы ниобий-танталоносных альбититов весьма разнообразны как по особенностям геологического нахождения, так и по генетическим условиям формирования. Пространственно совмещенные с разными типами магматических образований, редкометалльные альбититы рассматриваемых ниже формаций существенно варьируют по составу, морфологии и практической ценности. В то же время их объединяет общность многих черт геотектонической позиции и условий локализации, эволюции гидротермального процесса и минерального состава рудоносных пород.

Одной из характерных особенностей рудоносных образований во всех месторождениях рассматриваемой группы является ведущая или весьма существенная роль в их составе метасоматического альбита, что и послужило основанием для исторически сложившегося выделения таких образований в единую, хотя и гетерогенную по природе, группу редкометалльных альбититов (Апельцин, 1961).

Во всех случаях такие альбититы метасоматической природы с большим или меньшим количеством калиевого полевого шпата, железонатриевых амфиболов и пироксенов, слюд, кварца (иногда нефелина и его заменителей), различных фторидов, карбонатов и других нерудных минералов всегда содержат относительно равномерно рассеянную вкрапленность тантало-ниобатов и других редкометалльных минералов. По масштабам развития таких образований и уровню содержания в них редкометалльных минералов они часто

являются промышленной рудой на тот или иной комплекс редких элементов, главным образом на ниобий и тантал и ряд попутных компонентов (иттрий и редкие земли, цирконий и гафний, иногда бериллий, олово, свинец и цинк, плавиковый шпат, криолит и др.). Возникновение отмеченных продуктивных образований в подавляющем большинстве случаев связано с метасоматическим преобразованием различных по составу, существенно алюмосиликатных пород (гранитов, сиенитов, фенитов, сланцев, гнейсов и др.) под воздействием высокотемпературных щелочных растворов. В сопряженных зонах пород, богатых слабыми основаниями, воздействие тех же растворов проявляется в возникновении полевошпат-флюоритовых метасоматитов с преобладающей редкоземельной и бериллиевой минерализацией.

Природа щелочных растворов, вызывающих метасоматическое преобразование исходных пород и появление в них редкометалльной минерализации, может быть связана как с послемагматическими, так и с метаморфогенными процессами. Промежуточному состоянию отвечает, по-видимому, возникновение домагматических щелочно-полевошпатовых метасоматитов, сопряженных с зоной магматического замещения (гранитоидами реоморфического типа). В любом случае наиболее вероятен глубинный источник таких растворов, единый для метасоматитов и ассоциированных с ними магматических образований, который может быть связан с достаточно глубинным источником щелочей, кремния, алюминия, водорода и дру-

гих летучих и различных редких элементов.

В обширной и гетерогенной группе редкометалльных альбититов по генетической связи с разными формациями интрузивных или метаморфических образований, с учетом специфических особенностей самих метасоматитов, могут быть выделены следующие формации и субформации месторождений существенно ниобий-танталовых руд.

1. Формация постмагматических танталоносных (Ta, Sn, W) литиево-слюдистых кварц-микроклин-альбитовых (обычно амазонитовых) метасоматитов.

2. Формация постмагматических ниобий-танталоносных и редкоземельных (Nb, Ta, TR, Zr, Be, Sn и др.) щелочных и субщелочных кварц-микроклин-альбитовых метасоматитов.

3. Формация ниобий-танталоносных (Nb, Ta, TR, радиоактивные элементы, Zr, Sn, плавиковый шпат, криолит и др.) щелочных и субщелочных кварц-микроклин-альбитовых метасоматитов метаморфогенно-гидротермального происхождения.

4. Формация редкометалльных, существенно альбитовых (с примесью железо-натриевых силикатов, полевых шпатов, нефелина или кварца) метасоматитов, замещающих породы поздних интрузивных фаз различных комплексов щелочных пород, включающая ряд субформационных типов:

а) ниобий-цирконий-редкоземельные альбититы в ореолах стратифицированных интрузивов центрального типа существенно фойяит-луяврит-малиньитового состава;

б) ниобий-редкоземельно-циркониевые альбититы интрузивных комплексов щелочных гранитов-сиенитов и фойяитов;

в) ниобий-тантал-редкоземельные альбититы, связанные с поздними фазами (щелочными гранитами) диф-

ференцированных щелочно-габброидных интрузивов;

г) ниобий-танталоносные альбититы (апсиенитовые метасоматиты) в комплексах щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов.

Среди альбититов этой формации, кроме того, следует различать: 1) фации альбититов по нефелиновым сиенитам, щелочным сиенитам и гранитам «материнских» массивов; 2) фации альбититов по фенитам и фенитизированным породам вмещающего их субстрата осадочно-метаморфических и различных магматических пород.

Основой систематики формаций редкометалльных альбититов служат:

а) генетические связи с родоначальными магмами разного состава и определенными ассоциациями интрузивных пород или метаморфогенными образованиями;

б) состав минеральных ассоциаций рудоносных метасоматитов и самого продуктивного оруденения.

Вместе с тем конвергентная близость многих типов рудоносных метасоматитов и заключенной в них редкометалльной минерализации позволяет объединить их в две группы (или семейства) гетерогенных образований: а) группу ниобий-танталоносных и танталоносных метасоматитов кварц-микроклин-альбитового состава, приближающегося к составу гранитов (в некоторых случаях переживших, по-видимому, состояние расплава в ходе метасоматического преобразования), включающую три первые формации; б) группу ниобиевых или ниобий-редкоземельных метасоматитов существенно альбитового состава (собственно альбититов).

Особенности геологического положения, строения и состава месторождений разных формаций, используемые для их оценки и прогнозирования, рассмотрены ниже на примере трех формаций, месторождения которых обладают наибольшими масштабами и лучшим качеством руд

ФОРМАЦИЯ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ТАНТАЛОНОСНЫХ ЛИТИЕВО-СЛЮДИСТЫХ КВАРЦ-МИКРОКЛИН-АЛЬБИТОВЫХ (ОБЫЧНО АМАЗОНИТОВЫХ) МЕТАСОМАТИТОВ

Месторождения рассматриваемого формационного типа известны также под названием эпогранитов, в качестве которых они впервые были охарактеризованы в качестве рудоносных редкометалльных образований, связанных с метасоматическим преобразованием исходных гранитоидов (А. А. Беус и др., 1962 г.), а также редкометалльных литий-фтористых гранитов (Редкометалльные гранитоиды..., 1971) и топаз-литийнитовых гранитов (Гинзбург, Фельдман, 1974).

При существенно кварц-микроклин (амазонит)-альбитовом составе гранитоиды постоянно обогащены литиевыми слюдами, топазом и различными редкометалльными акцессориями, прежде всего тантало-ниобатами (при различных соотношениях минералов групп танталита — колумбита, пирохлора — микролита и стрюверита), с которыми обычно ассоциируют касситерит, вольфрамит, апатит, различные сульфиды и др. Для тантало-ниобатов характерно высокое тантало-ниобиевое отношение, нередко с преобладанием тантала.

Штокообразные (трещинные) тела редкометалльно-рудоносных гранитов, как правило, обнаруживают отчетливую зональность, особенно в пределах апикальных выступов гранитных куполов, в которых она подчеркнута нарастанием по направлению к кровле массивов литиевостистых слюд (по схеме: литийсодержащий биотит — циннвальдит — лепидолит), количества топаза, порфириформных выделений «горошковидного» кварца и редкометалльных акцессориев существенно танталового состава. В том же направлении структура гранитов изменяется от равномерной гипидиоморфнозернистой до

неравномерной аплитовидно-порфириформной, в которой порфириформные выделения представлены высокоупорядоченным микроклином — амазонитом, обогащенным рубидием и свинцом, с облачно окаймляющими его вростками и агрегатами тонколейстового альбита. Приапикальные части интрузивных тел изобилуют жилко- и линзовидными кварц-амазонитовыми обособлениями пегматоидного сложения.

Охарактеризованные элементы зонального строения гранитных тел разные авторы склонны объяснять наложенными процессами метасоматоза, вначале щелочного, на поздней стадии кислотного и на завершающей — вновь щелочного (А. А. Беус и др., 1962 г.), либо более поздней кристаллизацией обогащенного летучими остаточного расплава в апикальной зоне массива (Обер, 1971) или, наконец, изначальным обогащением летучими и щелочами (особенно фтором, водой и литием) гранитного расплава, понижающими температуру его ликвидуса до 500°C и ниже (Редкометалльные гранитоиды..., 1971). При этом повышенная растворимость летучих и щелочей в расплаве обеспечивает постепенный переход его (без критических явлений) в гидротермальный раствор, насыщенный всеми компонентами расплава; что неизбежно должно привести к формированию конечных минеральных парагенезисов гранитоидов, включая редкометалльную минерализацию, в условиях послемагматического метасоматоза. Не исключена возможность возникновения вулканических аналогов редкометалльных гранитоидов охарактеризованного типа, действительно обнаруженных в последние годы («онгониты» МНР).

В настоящем разделе нет необходимости подробно характеризовать геотектоническую и металлогеническую позиции рудоносных образований настоящего формационного типа. Во всех известных случаях последние располагаются в полях оловянно-вольфрамовых месторождений грейзенового типа, позиции которых рассмотрены при характеристике соответствующих месторождений олово-вольфрамовой и касситерит-кварцевой формаций. Рудные поля месторождений указанного типа характерны для структур герцинской и киммерийской активизации областей каледонской или более древней консолидации с корой континентального типа. Реже поля располагаются в мезозойских складчатых структурах устойчивого геантиклинального режима развития (районы Приморья, Якутии, Забайкалья, МНР, Казахстана и Средней Азии, Центрально-Французского и других срединных массивов герциниды Европы, Северной Африки и некоторые другие).

В структурах с указанным стилем тектонического развития, в том числе и в более локальных полях оловянно-вольфрамовых месторождений грейзенового типа, возникновение и сохранность месторождений танталосных литиево-слюдистых метасоматитов — явление сравнительно редкое. Это объясняется следующими положениями, которые могут быть отнесены к ведущим критериям прогноза и оценки перспектив оруденения рассматриваемого формационного типа.

1. Продуктивная танталовая минерализация (среднее содержание $Ta_2O_5 > 0,015\%$) в телах гранитоидов охарактеризованного петрогенезиса ограничена апикальной областью рудоносных массивов с мощностью, не превышающей первые сотни метров (обычно меньшей), что понижает вероятность сохранности

такой продуктивной зоны в эрозионном срезе обнаженных массивов.

2. Глубина формирования рассматриваемых рудоносных массивов относительно палеоповерхности уступает глубине формирования преимущественно ассоциированных с ними олово-вольфрамоносных грейзенов (образований, в свою очередь, также малоглубинных), что уменьшает вероятность сохранности продуктивных (приапикальных) фаций танталосных литиево-слюдистых метасоматитов на уровне вскрытия олово-вольфрамоносных грейзенов.

3. Тела танталосных гранитов рассматриваемого типа проникают в близповерхностные горизонты позднее главного этапа формирования олово-вольфрамоносных грейзенов. В районе Восточной Сибири известны примеры пересечения жилами амазонитовых гранитов грейзенов и фациально связанных с ними кварц-вольфрамитовых жил (Константинов, 1965). Глубинные зоны гранитных плутонов в пределах таких полей без признаков наложенных процессов являются, очевидно, родоначальными как для олово-вольфрамоносных грейзенов, так и для амазонитовых гранитов. Это дает основание считать вероятным выплавку исходного расплава амазонитовых гранитов из субстрата нижних зон гранитного плутона по мере накопления летучих и грейзенизации его апикальной части, т. е. путем переплавления гранитов ранних фаз. Следовательно, масштаб грейзенизации в пределах верхних зон гранитных плутонов, т. е. интенсивность развития олово-вольфрамового оруденения грейзенового типа косвенно определяет вероятность возникновения в соответствующем поле более поздних тел литиево-слюдистых гранитов с танталовым оруденением, связанных с расплавами наиболее низкотемпературных условий эвтектической кристаллизации.

4. Появление поздних (послегрейзеновых) фаз гранитов не является полной гарантией их продуктивной танталоносности, даже при наличии признаков их переработки в процессе послемагматического метасоматоза. Такие поздние тела гранитов (в том числе амазонитовых) являются продуктивно танталоносными лишь в тех полях развития олово-вольфрамоносных грейзенов, которые изначально выделяются повышенными содержаниями тантала, прежде всего в составе касситерита и вольфрамита (Четырбоцкая, 1972). Абсолютные содержания тантала и ниобия в касситеритах и вольфрамитах таких месторождений обычно выше 1—2% (при отношении $Ta : Nb = 1—2 : 1$).

Вхождение тантала и ниобия в касситерит и вольфрамит превышает норму их изоморфной емкости (В. Н. Зуев и др., 1967г.); избыток этих компонентов образует в составе указанных минералов субмикроскопические включения собственных тантало-ниобатов. В исходных гранитах (субстрат грейзенов) также присутствуют тантало-ниобаты иных минеральных видов, но с более низким тантало-ниобиевым отношением. Таким образом, как накопление тантала, так и тантало-ниобиевое отношение постепенно возрастают от исходных гранитов субстрата (геохимически специализированных на олово, вольфрам, тантал, ниобий, литий) к амазонитовым гранитам и развитым по ним литиево-слюдистым метасоматитам. Это связано с повышением концентрации в последовательно формирующихся фазах гранитоидов лития и фтора, т. е. с раскислением все более поздних анхизтектических расплавов наиболее низких температур кристаллизации. Пониженное общее давление (близповерхностные условия) кристаллизации расплава обуславливает повышенную активность в нем калия

как на магматическом, так и на послемагматическом этапе.

5. Площади развития танталоносных литиево-слюдистых метасоматитов и непосредственно окружающие их породы определенным образом выражены в совмещенных с ними литогеохимических ореолах. Непосредственно продуктивные образования в таких ореолах совмещены с аномалиями содержаний тантала, ниобия, лития и фтора, которые окаймляются аномальными ореолами лития, рубидия и бериллия. Ореол бериллия, совмещенный с фтором, является особенно контрастным при нахождении продуктивных гранитоидов в среде вмещающих пород, обогащенных кальцием и другими слабыми основаниями. Шлиховые минеральные комплексы в еще более широких ореолах (более 1 км от продуктивных пород) характеризуются ассоциацией тантало-ниобатов, топаза, флюорита, касситерита и вольфрамита; при этом последние два минерала обогащены танталом, а топаз обычно обнаруживает повышенное содержание германия.

Перспективную оценку выявленных тел танталоносных литиево-слюдистых метасоматитов в основном определяют следующие параметры.

1. Площадь и мощность сохраняющейся приапикальной части массива с охарактеризованными выше признаками продуктивно минерализованных пород, выделяющихся, кроме того, повышенным радиоактивным фоном с преобладанием тория над ураном.

2. Преобладание тантало-ниобатов с высоким тантало-ниобиевым отношением (приближающихся по составу к танталиту и микролиту).

3. Достаточно высокая (более 80%) доля тантала, приходящаяся по балансу распределения на собственные минеральные формы, и благоприятная размерность минераль-

ных выделений (крупнее 0,1 мм), обеспечивающая их высокое извлечение в гравитационный концентрат.

4. Морфология рудных тел в пределах продуктивной ашикальной зоны массива определяется экономически обоснованным бортовым содержанием, поэтому важным элементом оценки выступает коэффициент рудо-

носности, достаточно высокий лишь при условиях относительно равномерного распределения мелкокрапленых тантало-ниобатов. Попутными полезными компонентами руд нередко выступают касситерит, вольфрамит, литиевые слюды, иногда топазовый и полевошпатовый продукты.

ФОРМАЦИЯ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ НИОБИЙ-ТАНТАЛОНОСНЫХ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ И СУБЩЕЛОЧНЫХ КВАРЦ-МИКРОКЛИН-АЛЬБИТОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Данная формация объединяет комплексные месторождения редких элементов, в основном ниобия и тантала и ряда попутных компонентов: редких земель и иттрия, циркония и гафния, радиоактивных элементов, нередко бериллия, лития, олова, свинца, цинка и др. Продуктивные образования слагают зоны или сложные по морфологии участки метасоматического преобразования гранитных или щелочных интрузивных пород в результате наложенных постмагматических процессов. Метасоматиты эти существенно кварц-микроклин-альбитового состава, содержат железо-натриевые силикаты (рибекит, эгирин), лепидомелан или литиевые слюды и тонкорассеянную крапленность минералов перечисленных редких элементов. Достаточно высокие содержания и относительно равномерное распределение последних, допускающие их рентабельное извлечение, а также значительные объемы рудной массы, обычно доступные открытой обработке, обуславливают широкие промышленные перспективы подобных месторождений.

Характеризуемая формация представлена значительным числом месторождений, из которых наиболее известны месторождения плато Джос в Нигерии, описываемые обычно как «колумбитоносные» и «пирохлороносные граниты». В нашей стране

месторождения этой формации выявлены в течение двух последних десятилетий в пределах ряда регионов Восточной Сибири, Казахстана и европейской части СССР.

Все известные месторождения рассматриваемой рудной формации могут быть сгруппированы в несколько субформационных типов (табл. 17). Выделенные субформации отличаются по количественным соотношениям ведущих редких элементов, минеральному составу и геохимическим особенностям, что определяет технологические свойства и качество руд.

Геолого-структурное положение месторождений определяется приуроченностью к жестким консолидированным структурам земной коры континентального типа: древним платформам (щитам), срединным массивам и областям завершенной складчатости, в которых проявились процессы последующей тектоно-магматической активизации. По времени активизации структуры могут быть разделены на пережившие после консолидации более или менее длительный этап платформенного развития и активизированные в позднеорогенный период вскоре после их консолидации. В обоих случаях процессы активизации выражены формированием прогибов типа остаточных и внутриконтинентальных парагеосинклиналей, авлакогенов и др.,

ТАБЛИЦА 17. СУБФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ И ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА МЕСТОРОЖЩЕЛОЧНЫХ И СУБЩЕЛОЧНЫХ КВАРЦ-МИКРОКЛИН-АЛЬБИТОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Главнейшие особенности состава оруденения и метасоматитов	Субформационные типы	
	Ниобий-танталовое	
	с цирконием и оловом	
Рудная специализация	$(\text{Nb}_2\text{O}_5/\text{Ta}_2\text{O}_5 \approx 6-8;$ $\Sigma \text{TR}/\text{Nb}_2\text{O}_5 \leq 1)$	
Ассоциация элементов	Nb, Ta, Zr, Hf, Sn, W, Li, Be, Th, U, Pb, Zn, F	
Парагенетические типы (метасоматические фации) кварц-микроклин-альбитовых, кварц-альбитовых и альбитовых пород	Лепидомелановые, фенгитовые, рибекитовые, эгириновые. Наложенная ассоциация слюдяных грейзенов	
Характерные рудные минералы	TR-Ta-пироклор, фергусонит, плюмбопироклор, малакон — в фациях с Fe-Na-силикатами. Колумбит, касситерит, малакон — в слюдяных фациях. Касситерит, вольфрамит, колумбит, торит — в наложенных грейзенах	

Примечание. Шрифтом выделены наиболее типичные элементы и минералы.

с последующей их инверсией на фоне вертикальных глыбовых движений континентальных блоков.

Характерными особенностями тектоно-магматической активизации в период проявления щелочного метасоматоза является преимущественное развитие рифтогенных глыбовых перемещений больших амплитуд, которым сопутствует магматизм кислого и щелочного состава.

По времени проявления в геологической истории эти процессы периодически фиксируются от нижнего

протерозоя (1500—1800 млн. лет) до мезозоя (180—230 млн. лет); преимущественно развиты они в верхнем палеозое.

Важной особенностью структурной позиции полей и поясов щелочных метасоматитов является их приуроченность к зонам краевых глубинных разломов, представляющих длительно развивавшиеся структуры на границах древних платформ или срединных массивов и обрамляющих их складчатых сооружений (рис. 18). Положение месторо-

ДЕНИЙ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ФОРМАЦИИ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ

ме сторождений

оруденение		Ниобий-редкоземельное оруденение	
с цирконием, редкими землями и торием		с ниобием и цирконием	с бериллием
$(\text{Nb}_2\text{O}_5/\text{Ta}_2\text{O}_5 \approx 10-14;$ $\Sigma \text{TR}/\text{Nb}_2\text{O}_5 \leq 1)$		$(\text{Nb}_2\text{O}_5/\text{Ta}_2\text{O}_5 \approx 17-22;$ $\Sigma \text{TR}/\text{Nb}_2\text{O}_5 > 1)$	$(\Sigma \text{TR}/\text{Nb}_2\text{O}_5 > 1)$
Nb, Ta, Zr, Hf, Th, TR, Y, Li, Sn, Be, U, Pb, Zn, F		TR, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, Li, Be, Th, U, Zn, Pb, F	TR, Y, Be, Zr, Nb, Ta, Th, U, F, Pb, Zn, Cu
Лепидомелан-рибекитовые, рибекитовые, эгириновые, иногда с астрофиллитом, реже литиевослюдистые с гематитом и хлоритом. Наложенные ассоциации цинвальдитовых грейзенов		Лепидомелановые, рибекитовые, эгириновые, астрофиллитовые	Лепидомелановые, рибекитовые, эгириновые, реже с астрофиллитом и литиевыми слюдами, магнетитом, гематитом
TR-Ta-пирохлор, малакон, гагаринит, иттрофлюорит — в фациях с Fe-Na-силикатами. Колумбит, торит, малакон, ксенотим, монацит и др. — в слюдяных фациях		Фergusonит, TR-пирохлор, плюмбопирохлор, приорит, эвксенит, малакон, торит, гагаринит, ортит, таленит, ксенотим, монацит, бастнезит, миларит, даналит, гадолинит	Фergusonит, TR-пирохлор, приорит, колумбит, малакон, торит, лейкофан, фенакит, хризоберилл, бертрандит, гельвин, даналит, гентгельвин, бастнезит, бритолит, монацит, ксенотим, чевкинит, тайниолит, барилит, халькопирит и др.

ждений, расположенных внутри щитов и платформ, также контролируется глубинными разломами, фиксирующими границы крупных структур разного времени консолидации. Непосредственно в позиции рудоносных метасоматических образований контролирующую роль играют узлы сочленения зон глубинных разломов с элементами складчатости и поперечными разрывами.

Редкометалльные кварц-микроклин-альбитовые метасоматиты обнаруживают тесную пространствен-

ную и генетическую связь с комплексами материнских гранитоидных и щелочных пород, обычно с самыми поздними интрузивными фазами таких комплексов. Метасоматиты почти всегда тяготеют к куполам наиболее поздних, небольших по размерам эруптивных тел, обогащенных щелочами и летучими. Наиболее часто они представляют собой дифференциаты нормальных гранитов, отличающихся лишь лейкократовым составом и несколько повышенной щелочностью, обусловленной высокой

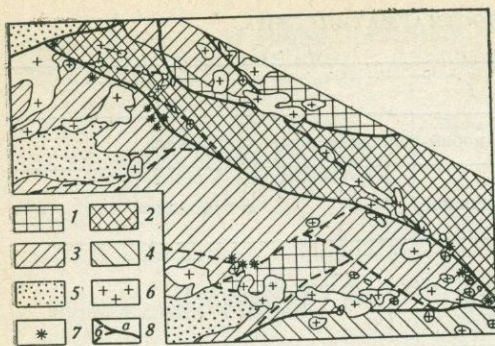


Рис. 18. Тектоническая позиция девонских малых интрузий щелочных гранитоидов и постмагматических кварц-микроклин-альбитовых метасоматитов в тектонической структуре Восточной Сибири. По Е. Л. Данилину, А. Д. Шелковникову, О. И. Пятову.

1 — выступы архейского фундамента; 2 — антиклинорий байкалид; 3—4 — миогеосинклинальная (3) и эвгеосинклинальная (4) зоны салаирид; 5 — девонские наложенные впадины; 6 — граниты и щелочные сиениты этапа девонской активизации; 7 — местонахождение малых интрузий щелочных гранитоидов; 8 — разломы: а — глубинные, б — прочие

долей альбитового компонента в составе плагиоклаза. По составу это лейкократовые субщелочные граниты, гранит-порфиры, реже щелочные граниты.

Рудоносны обычно многофазные комплексы щелочных пород с появлением в поздних фазах кварц-содержащих пород типа щелочных или субщелочных кварцевых сиенитов, граносиенитов или гранитов. Ранние фазы комплексов нередко представлены щелочными или нефелиновыми сиенитами, комагматичными с предшествующими им гранитами повышенной щелочности или габбро-монцититами. Иногда, как, например, в Нигерии, рудоносные гранитоиды входят в состав сложных вулканоплутонических комплексов кольцевого строения, включающих основные, средние, кислые и щелочные интрузивные породы и их излившиеся аналоги.

Общей особенностью всех рудоносных магматических формаций являются: небольшие размеры интрузивных массивов, измеряемых единицами и первыми десятками квадратных километров; малоглубинные условия их становления и трещинный характер внедрения. Соответствующие образования обычно относятся к формациям субвулканических гранитов, гипабиссальных гранитных и малых щелочных интрузий, гранитных и габбро-гранитных вулканоплутонических комплексов центрального типа.

В химическом составе рудоносных пород кроме повышенного содержания щелочей (с преобладанием натрия) и летучих, в первую очередь фтора, обращает внимание пониженные содержания щелочноземельных элементов и железа. Эти особенности пород усиливаются в связи с проявлением начальных стадий постмагматического преобразования. Ранняя метасоматическая микроклинизация, соответствующая завершению магматической кристаллизации и началу постмагматических процессов, приводит в результате вытеснения плагиоклазов к освобождению и выносу кальция; одновременно в темноцветных минералах за счет выноса магния возрастает относительная роль железа, особенно окисного. Последующая натриевая стадия метасоматоза, проявленная в развитии метасоматического альбита, железо-натриевых силикатов и алюмонатриевых фторидов (криолит, томсенолит и др.), сопровождается образованием ряда минералов редких элементов групп пироклора, приорита, фергусонита, а также циркона, иногда фенакита, бертрандита и других минералов бериллия.

Последующий этап кислотного выщелачивания (грейзенизации) выражен развитием литиевых и литий-содержащих слюд, замещающих щелочные темноцветные минералы, иногда сильным окварцеванием и также сопровождается образованием продуктивной редкометальной ми-

нерализации. Возникающие на этой стадии минералы ниобия и тантала представлены колумбитом или танталит-колумбитом, которые обычно замещают более ранние тантало-ниобаты. В ассоциации с ними образуются малакон, часто торит, редкоземельные фосфаты и фторкарбонаты. Завершает метасоматический процесс отложение по трещинам полевых шпатов, карбонатов, цеолитов, флюорита, сульфидов.

Однако не всегда описанный процесс выражен полно, иногда некоторые его стадии бывают редуцированными. При недостаточно высоком химическом потенциале натрия в ассоциации с альбитом вместо железо-натриевых силикатов и натрийсодержащих фторидов образуются лепидомелан и флюорит; тантало-ниобаты в этом случае представлены, как правило, колумбитом.

Подобные метасоматически измененные гранитоиды, часто описываемые под названием «колумбитоносных гранитов», обычно характеризуются невысоким уровнем концентрации редких элементов и относятся к числу бедных руд. Повышение общего «уровня щелочности» процесса, выраженное в широком развитии железо-натриевых силикатов и натрийсодержащих фторидов, сопровождается более высокой концентрацией редких элементов при возрастании относительной роли редкоземельных элементов, ниобия и циркония. Наиболее богатыми и крупными являются месторождения с полным проявлением всех стадий метасоматоза.

На различиях минерального состава оруденения основано выделение в пределах формации перечисленных ранее типов месторождений (см. табл. 17). По ведущему тантало-ниобату различают месторождения с колумбитовыми и пироклоровыми рудами, среди которых минераль-

ные типы могут быть выделены по набору главных ассоциирующих минералов: циркон-касситерит-колумбитовый, малакон-торит-колумбитовый, малакон-пироклоровый, малакон-фергусонит-пироклоровый и малакон-приорит-пироклоровый.

Для оценки месторождений важен также химический состав колумбита, пироклора и других ведущих тантало-ниобатов и прежде всего — соотношение в них ниобия и тантала, которое служит основанием для разделения руд на ниобий-танталовые (при $Nb_2O_5/Ta_2O_5 < 15$) и ниобиевые (ниобий-редкоземельные). Эта величина, так же как некоторые другие индикаторные соотношения редких элементов ($\Sigma TR/Nb_2O_5$; ZrO_2/Nb_2O_5 ; ZrO_2/HfO_2 и др.), позволяет судить о принадлежности месторождения к той или иной субформации и соответственно о химических и технологических свойствах руд.

Помимо ниобия и тантала (или ниобия и редких земель) из руд месторождений характеризуемой формации можно попутно извлекать цирконий и гафний, бериллий, литий, радиоактивные элементы, олово, свинец и цинк, плавиковый шпат или криолит, полевошпатовый продукт. Некоторые из этих компонентов выделяются в самостоятельные концентраты и продукты обогащения (цирконовый, флюоритовый, полевошпатовый и др.); другие находятся в виде примеси в тантало-ниобиевом (редкие земли, уран и пр.) или других концентратах.

Месторождения описываемой формации несколько варьируют по содержаниям полезных компонентов и масштабам. В слюдяных кварц-микроклин-альбитовых метасоматитах, относящихся к колумбитовому минеральному типу, основными компонентами являются тантал (0,005—0,015% Ta_2O_5) и ниобий (0,05—0,1% Nb_2O_5) при соотношении

$Nb_2O_5/Ta_2O_5 = 5-10$, иногда более.

Все известные месторождения этого типа как источники коренных руд не представляют практического интереса.

В метасоматитах с щелочными темноцветными силикатами выделяются пироклоровый и колумбитовый минеральные типы оруденения, последний — в фациях с поздними литиевыми слюдами. В них обычно содержится 0,15—0,60% Nb_2O_5 и 0,015—0,04% Ta_2O_5 ; Nb_2O_5/Ta_2O_5 варьирует от 7—10 до 15—20 и выше, возрастая по мере увеличения общей щелочности метасоматитов.

В месторождениях субформаций ниобий-танталового оруденения ниобий-танталовое отношение составляет 8—15*. В качестве попутных компонентов обычно присутствуют редкие земли и иттрий, цирконий и гафний, олово, торий, литий, плавиковый шпат или криолит. Месторождения этой субформации относятся к числу крупных по запасам тантала (до 100 тыс. т Ta_2O_5) и ниобия (до 1 млн. т Nb_2O_5).

В месторождениях субформации ниобий-редкоземельного оруденения ниобий-танталовое отношение превышает 15; попутными компонентами являются цирконий и гафний, бериллий, радиоактивные элементы. Масштабы месторождений как ниобиевых невелики, и значительно больший интерес они представляют как месторождения редких земель иттриевой группы.

Морфология рудных тел теснейшим образом зависит от формы замещенных интрузивных массивов, поскольку процесс образования рудоносных кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов почти не распространяется

* Граничное отношение $Nb_2O_5/Ta_2O_5 = 15$ выбрано потому, что при более высоких его значениях химико-металлургическое разделение тантала от ниобия экономически малоэффективно.

за контуры материнских интрузивов. Метасоматическое изменение в максимальной степени проявляется в апикальных частях небольших куполовидных выступов и штоковидных эруптивных телах, наследуя морфологические особенности последних (Беус, 1968; Кудрин и др., 1965; Зырянов, 1969; Минеев, 1968 и др.). Размеры таких замещенных тел обычно до 1—3 км².

Охарактеризованные морфологические типы рудоносных метасоматитов не во всех случаях точно соответствуют контурам промышленного оруденения, зависящим от принятых промышленных кондиций и технологических типов руд, обусловленных зональностью в развитии метасоматоза и неравномерным распределением рудных минералов в контурах метасоматически измененных пород.

Зональность в размещении минеральных парагенезисов связана как с фациальной изменчивостью метасоматитов, так и со стадийным характером развития процесса. Роль стадийности существенно возрастает в случае сопряжения ее во времени с проявлением дизъюнктивной тектоники.

Пространственное размещение минеральных парагенезисов в результате стадийного развития метасоматоза выражено в вертикальной (или концентрически-вертикальной) и горизонтальной зональностях.

Первый тип зональности распространен более широко и может рассматриваться как классический тип зональности в массивах автосоматически измененных гранитоидов (Беус, 1968, и др.). Ореолы широкого развития ранней микроклинизации вверх и в стороны контактов сменяются зонами более локальной альбитизации, а еще выше — в самых апикальных и прикровельных частях — зонами грейзенизации. Соответственно размещаются и минеральные типы оруденения и изолинии

содержаний полезных компонентов, более высокие в зонах альбитизации и грейзенизации. Мощность рудных зон в этих случаях обычно невелика (десятки метров), оруденение не всегда достаточно выдержано по уровням концентрации. По масштабам оруденения такие месторождения относятся к числу средних и мелких.

Эта схема иногда усложняется в связи с широким развитием позднего окварцевания, интенсивность которого возрастает с глубиной. Окварцевание приводит к выносу рудных компонентов и обеднению руд. Значительные усложнения в морфологию рудных тел вносит проявление предрудной и внутрирудной тектоники, когда продукты метасоматоза разных стадий (особенно при недостаточно интенсивном развитии процесса) контролируются трещинными структурами.

Горизонтальная зональность связана с влиянием на размещение метасоматитов разных стадий круто залегающих дизъюнктивных нарушений и проявлена на крупных месторождениях, характеризующихся интенсивным метасоматическим преобразованием значительных объемов пород. Для рудоносных кварц-микроклин-альбитовых метасоматитов в этом случае смена стадий процесса и минеральных типов оруденения фиксируется последовательным замещением рибекита полилитионитом, а последнего — циннвальдитом. Параллельно танталосодержащий пироксид ($\text{Nb}_2\text{O}_5/\text{Ta}_2\text{O}_5 = 6-7$) сменяется безтанталовым марганцовистым колумбитом ($\text{Nb}_2\text{O}_5/\text{Ta}_2\text{O}_5 = 20-25$), а затем танталосодержащим железистым колумбитом ($\text{Nb}_2\text{O}_5/\text{Ta}_2\text{O}_5 = 7-8$).

Минеральные ассоциации натриевого этапа (с рибекитом и пироксидом), первоначально развитые во всем объеме метасоматитов, сохраняются главным образом в его крайних зонах (рис. 19). Их формирова-

ние, судя по ориентировке минералов, было связано с трещиноватостью северо-восточного — субмеридионального направлений. В то же время зоны развития более поздних метасоматитов с полилитионитом имеют преимущественно субширотную и северо-западную ориентировку и крутое падение, что обусловлено связью их с соответствующими внутрирудными нарушениями. Еще более отчетливо связь с тектоникой проявлена для стадии образования циннвальдита. Соответствующий тип метасоматитов образует широкую вертикальную зону в средней части месторождения, прослеженную вдоль крупных нарушений субширотного и северо-западного направлений.

Зоны различных метасоматитов отчетливо сменяются по горизонтали (в плане); по падению они прослеживаются на сотни метров без существенного изменения вещественного состава и характера оруденения. Эта особенность определяет большие масштабы месторождения и является важной при прогнозной оценке месторождений с подобным типом зональности (Кудрин, 1972₂).

Процессы вторичного изменения (выветривания) рудоносных метасоматитов существенно не влияют на состав ниобий-танталового оруденения. Латеритное выветривание вмещающих существенно полевошпатовых метасоматитов приводит к легкому извлечению минералов редких элементов из образующейся коры (например, на месторождениях плато Джос в Нигерии).

В пределах Союза ССР такие коры практически неизвестны (кроме древних захороненных кор выветривания на бедных «колумбитоносных гранитах»), но известны коры выветривания морозного типа, также сопровождающиеся дезинтеграцией и высвобождением рудных минералов. Обычно они относятся к линейному типу, т. е. наибольшую

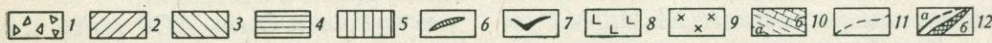
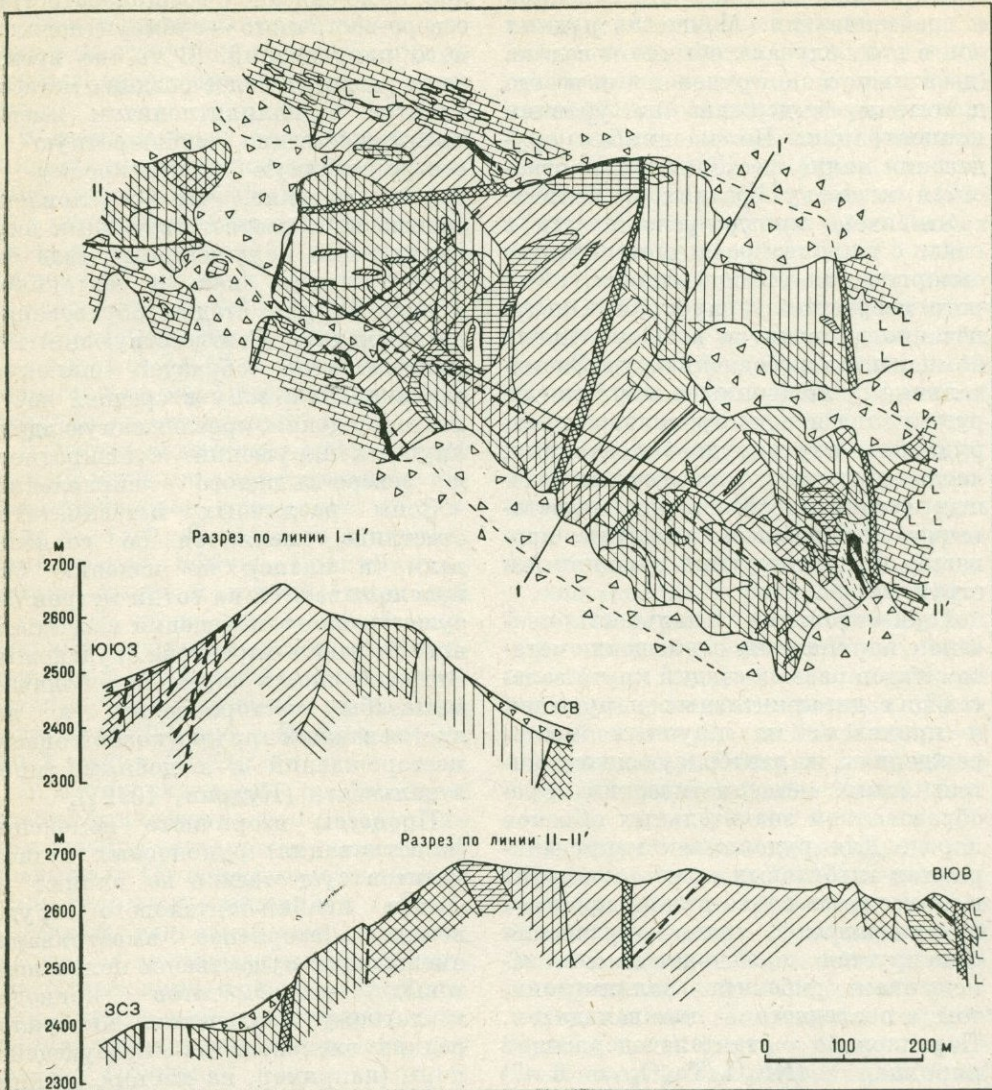


Рис. 19. Схематическая геологическая карта и разрезы ниобий-танталового месторождения в по-
 стмагматических щелочных кварц-микроклин-
 альбитовых метасоматитах. По В. С. Кудрину,
 М. А. Кудриной, Т. Н. Шурига.

1 — рыхлые отложения; 2—5 — рудоносные
 кварц-микроклин-альбитовые апосиенитовые ме-
 тасоматические породы: 2 — с циннальдитом
 (наиболее богатые руды), 3 — с полилитнионом
 (богатые руды), 4 — с протолитнионом (бедные

руды), 5 — с рибекитом (бедные руды); 6 —
 альбититы; 7 — зоны флюоритизации с берилли-
 евой минерализацией; 8 — «материнские» квар-
 цевые сиениты этапа мезозойской активизации;
 9 — нижнепалеозойские диориты и гранодиориты;
 10 — кристаллические сланцы (а) и известняки
 (б) докембрия; 11 — контуры массива под рых-
 лыми отложениями по геофизическим данным;
 12 — разломы (а) и зоны дробления (б)

мощность имеют в зонах дробления пород вдоль тектонических нарушений, и наиболее интенсивно развиваются в породах с обильным мелкопризматическим и лейстовым альбитом.

Охарактеризованные геологические особенности месторождений формации ниобий-танталоносных щелочных и субщелочных кварц-микроклин-альбитовых метасоматитов могут быть использованы в качестве поисковых критериев для их регионального и локального прогнозирования.

Рудоносные интрузивы во всех случаях представляют собой отчетливо гипабиссальные образования трещинного типа. Они возникают как поздние продукты дифференциации гранитоидной или щелочной магм и отличаются повышенной щелочностью при сдвиге калинатрового отношения в пользу последнего. В геохимическом спектре элементов-примесей для них характерны повышенные против кларковых содержания ниобия, циркония, редких земель, бериллия, фтора, радиоактивных и других элементов. Напротив, такие элементы, как никель, кобальт, хром, ванадий, стронций и др., обнаруживают концентрации ниже кларковых. Специфический характер имеет постмагматический процесс щелочного метасоматоза, ведущий к широкому развитию высоколитиевых слюд (полилитинит, лепидолит, циннвальдит).

Указанные геохимические особенности рудоносных пород и самих метасоматитов допускают использование геохимических методов и применение многоканальной аэрогаммаспектрометрии при их поисках и оценке. Характерными особенностями аэроаномалий в связи с подобными месторождениями являются высокая интенсивность гамма-излучения, локальный характер гамма-поля, смешанная природа радиоактивности с относительно повышенным ториево-радиевым и по-

ниженным калий-радиевым отношениями, нормальное или повышенное значение магнитного поля.

Существенное значение для оценки масштабов выявленных участков оруденелых метасоматитов имеют особенности их внутреннего строения, прежде всего тип зональности. Вертикальная и концентрически-вертикальная зональность обычно проявлены на месторождениях небольшого и среднего масштабов; на крупных месторождениях зональность имеет отчетливый горизонтальный характер.

В минеральном составе метасоматитов своего рода индикатором степени рудоносности пород является состав темноцветных минералов: биотитсодержащие метасоматиты (так называемые «колумбитоносные граниты») характеризуются, как правило, недостаточно высокими содержаниями полезных компонентов и обычно не представляют практического интереса. Высокие концентрации ниобия, а часто и тантала (главным образом в составе пироклора) появляются в метасоматитах с железо-натриевыми силикатами, но наибольшими масштабами и концентрациями полезных компонентов обладают колумбитсодержащие метасоматиты с развитием поздних литиевых слюд, замещающих железо-натриевые силикаты.

Отмеченная зависимость состава оруденения от минерального состава метасоматитов делает необходимым еще на ранних стадиях изучения месторождений составлять детальные геолого-петрографические карты метасоматических тел, на которых должен быть отражен характер распространения всех главнейших, следовательно возникающих минеральных ассоциаций. Выделение петрографических типов метасоматитов позволяет предварительно оконтурить разные типы руд и обеспечивает целеустремленную разведку месторождения.

ФОРМАЦИЯ НИОБИЙ-ТАНТАЛОНОСНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ И СУБЩЕЛОЧНЫХ КВАРЦ-МИКРОКЛИН-АЛЬБИТОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ МЕТАМОРФОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Эта формация по парагенезису основных и попутных рудных компонентов, минеральному составу, геохимическим особенностям и набору субформационных типов во многом напоминает формацию постмагматических щелочных и субщелочных кварц-микроклин-альбитовых метасоматитов. Принципиальное отличие ее состоит в том, что растворы, под воздействием которых образовались соответствующие метасоматические породы и редкометалльное оруденение, не могут рассматриваться как постмагматические, т. е. генетически они не приурочены к каким-либо магматическим породам. Появление таких растворов закономерно связано с эволюцией процесса регионального приразломного метаморфизма, близкого по условиям возникновения к парагенезисам амфиболитовой фации и явлениям гранитизации, и относится к его регрессивной стадии (Апельцин, Скоробогатова, Якушин, 1967; Кудрин, 1972₁; и др.).

Метасоматическому преобразованию в месторождениях данной формации наиболее часто подвергаются пачки метаморфических пород (гнейсов, кристаллических сланцев), в результате чего возникают линзовидные или пластообразные зоны метасоматитов, часто связанные с вмещающими породами постепенными переходами. Реже метасоматоз развивается по древним интрузивным породам: гранитоидам, диабазам и др. Породы приобретают существенно кварц-микроклин-альбитовый состав и содержат железо-натриевые силикаты, литийсодержащие слюды, лепидомелан или фенгит и тонковкрашенные тантало-ниобаты, малакон, торит и другие минералы редких элементов. Масштабы возни-

кающих метасоматических залежей бывают весьма значительными, содержания полезных компонентов также достаточно высоки, и некоторые из месторождений относятся к числу крупных и даже уникальных по запасам и содержаниям в рудах таких компонентов, как тантал, ниобий, редкие земли, криолит.

Месторождения данной формации впервые были выявлены в СССР как новый генетический тип около 15 лет назад; с тех пор на территории Союза ССР установлено еще несколько подобных месторождений, расположенных в метаморфических образованиях Сибирской платформы, на Урале, в Казахстане, Средней Азии и европейской части СССР.

Ведущей закономерностью размещения месторождений данной формации в земной коре является их приуроченность к зонам глубинных разломов длительного развития, заложенных на коре континентального типа.

Формирование этих месторождений связано с процессами тектономагматической активизации консолидированных блоков земной коры: платформ и щитов, срединных массивов, областей завершенной складчатости. В пространственном размещении отмечается отчетливая приуроченность месторождений, особенно наиболее крупных из них, к границам упомянутых структурных блоков либо к границам разных структурно-формационных областей внутри последних (рис. 20). При этом важную роль в локализации месторождений играют узлы пересечений краевых глубинных разломов с поперечными разрывными структурами «сквозного» развития.

Процессы регионального мета-

морфизма, за которым следует щелочной метасоматоз, относятся к завершающему этапу активизации ранее консолидированных областей, периоду их общего дифференциального глыбового воздымания.

Преобладающая часть известных месторождений сформирована в протерозое (от 1900—1800 до 600 млн. лет), меньшая — в палеозое и мезозое; известны случаи формирования рудоносных метасоматитов в связи с альпийскими движениями (15—27 млн. лет). При этом существенных различий, признаков эволюции во времени состава или других геологических особенностей рудной формации не отмечается.

Щелочной метасоматоз всегда значительно менее широко развит, чем ареал предшествующего прогрессивного регионального метаморфизма. Пространственно кроме различных элементов дизъюнктивных структур он контролируется зонами развития инъекционно-метасоматической гранитизации или предшествующего диафтореза, проявленного в фациях повышенной щелочности.

Физико-химические условия формирования рудоносных метасоматических пород, судя по сходству минеральных парагенезисов, химического состава минералов и имеющимся данным термобарометрии, аналогичны условием образования постмагматических кварц-микроклин-альбитовых метасоматитов. Эти породы образуются в интервале температур от 600—550 до 250—200° С и ниже при давлении летучих 0,5—1 кгс/см² (Ф. Р. Апельцин, Л. Н. Якушин, 1972 г.; Рудник и др., 1970; Александров, 1973). Развитие метасоматоза имеет также много общего. Начинается оно обычно щелочными условиями микроклинизации, сменяющимися натровым метасоматозом и выщелачиванием. Минеральные парагенезисы более поздних этапов процесса налагаются на предшеству-

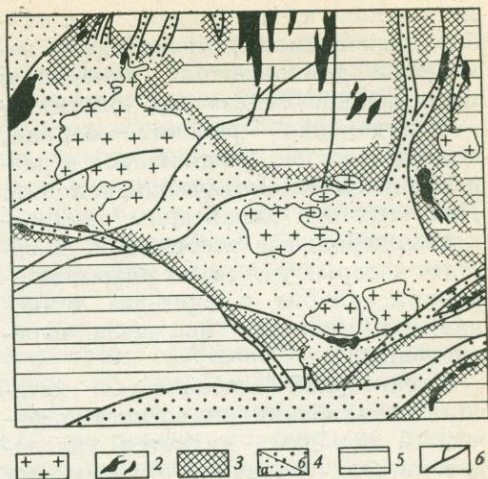


Рис. 20. Тектоническая позиция ареалов метаморфизма, с которым связано формирование оруденения формации метаморфогенно-гидротермальных кварц-микроклин-альбитовых метасоматитов, в активизированной краевой части Сибирской платформы. По Л. Б. Белоножко, А. М. Лейтесу, В. С. Федоровскому.

1 — посткинematicкие граниты нижнего протерозоя; 2 — «продуктивные» гранито-гнейсы; 3 — ареалы нижнепротерозойской гранитизации; 4 — отложения этапа нижнепротерозойской активизации; а — протоплатформенного прогиба, б — торгового комплекса; 5 — выступы архейского фундамента; 6 — разломы

ющие, часто не приводя к полному их замещению.

Таким образом, для возникающих метасоматитов в целом характерны невыравненность парагенезисов и полиминеральный состав. Мономинеральные, биминеральные парагенезисы (альбиты, кварцевые альбититы и др.) характерны только для локальных околотрещинных зон. В составе пород в переменном количестве участвуют альбит, микроклин, кварц, биотит или другие слюды, рибекит, эгирин.

В некоторых случаях перечисленные стадии процесса выражены менее четко (или совмещены), некоторые из них местами не проявлены. При этом щелочной этап метасоматоза выражается в параллельной перекристаллизации первичного калиевого полевого шпата метаморфической природы в новообразованный

микроклин, а плагиоклаза — в альбит. Одновременно происходило замещение темноцветных минералов: магнезиально-железистый биотит → лепидомелан → рибекит → эгирин, последовательно сменявшихся в разных зонах метасоматической колонки. Для этих зон характерны четырех-пятиминеральные ассоциации, в составе которых участвуют кварц, микроклин, альбит и один-два темноцветных минерала из числа перечисленных.

Характерной особенностью метасоматитов, возникших по метаморфическим породам, является унаследованность первичного строения субстрата, выраженная в развитии различных фаций метасоматитов, а также характерной ориентированности структур и текстур пород, сохраняющих многие черты строения исходных пород.

Редкометалльная минерализация связана преимущественно с натровым этапом метасоматоза, когда совместно с альбитом, железонариевыми силикатами и фторидами выделяются редкоземельный пироксид, фергусонит или приорит, минералы бериллия, малакон и многие другие продуктивные редкометалльные минералы. С более поздним кислотным этапом фтор-кремниевый метасоматоз связан образование колумбита, торита, касситерита, фосфатов и фторкарбонатов редких земель. Все эти минералы образуют обычно относительно равномерную вкрапленность мелких зерен размером в десятые-сотые доли миллиметра, реже крупнее; минерализация позднего этапа иногда обнаруживает прожилково-штоковое распределение.

По минеральному составу, соотношениям рудных компонентов месторождения данной формации разделяются на несколько субформационных типов, аналогичных субформациям щелочных постмагматических мета-

соматитов (см. табл. 17): ниобий-танталосносный с цирконием и оловом; ниобий-танталосносный с редкими землями и торием; ниобий-редкоземельный с цирконием; ниобий-редкоземельно-бериллиевый. В пределах этих субформаций по ведущей роли продуктивных минералов могут быть выделены минеральные типы ниобий-танталовых руд: пироксидовый, фергусонитовый, приоритовый, колумбитовый. Наибольший практический интерес в настоящее время представляют две первые субформации, среди месторождений которых известны объекты, весьма крупные по запасам тантала, с высокими содержаниями полезных компонентов. Запасы пентаоксида тантала в таких месторождениях достигают 100—150 тыс. т при содержании 0,03—0,05%. Но ниобий-танталовое отношение в рудах составляет от 7—8 до 12—15, что обуславливает невысокое качество (по танталу) получаемых концентратов.

В месторождениях двух других субформаций с ниобий-редкоземельно-бериллиевым оруденением, несмотря на местами достаточные высокие содержания тантала в рудах, этот компонент не учитывается как самостоятельный в связи с высоким ниобий-танталовым отношением ($Nb_2O_5/Ta_2O_5 = 15-20$). Тантал и ниобий являются попутными компонентами руд, в которых ведущую роль играют редкие земли иттриевой группы и бериллий.

Морфологически месторождения метаморфогенно-гидротермального типа значительно сложнее, чем постмагматические. Пластообразные, линзовидные тела метасоматитов по морфологии подчиняются распространению в субстрате определенных разновидностей пород, наиболее благоприятных для развития процессов метасоматического замещения. Чаще всего это кислые алюмосиликатные породы определенных горизонтов гней-

сов или сланцев, тел гранито-гнейсов, зон гранитизации. От расположения и морфологии последних, а также от положения контролирующего развитие метасоматоза разрывных структур зависит конфигурация тел метасоматитов, имеющих обычно сложную форму.

Размеры метасоматических тел измеряются сотнями метров (до 5—8 км) по простиранию и несколькими сотнями метров (до 1,0—1,5 км) по мощности.

Согласные залежи метасоматитов подчиняются складчатой структуре вмещающих толщ (рис. 21). В более редких случаях при развитии среди массивных пород (гранитов, диабазов) тела метасоматитов бывают подчинены элементам трещинных структур и имеют жилообразную, линзовидную или четковидную формы. Мощность их в этих случаях от долей метра до первых десятков метров, протяженность — десятки и сотни метров.

С вмещающими породами метасоматиты часто бывают связаны постепенными переходами через разности,

главнее более слабое метасоматическое изменение. Нередки также и резкие контакты, на которых со стороны метасоматитов развиваются жилообразные зоны крупнозернистых, пегматоидных, обычно лейкократовых кварц-полевошпатовых пород, аналогичных пегматоидным зонам метасоматически измененных гранитов (типа штокшейдеров), а со стороны вмещающих пород — зоны биотитизации типа крупночешуйчатых слюдитов, часто с флюоритом.

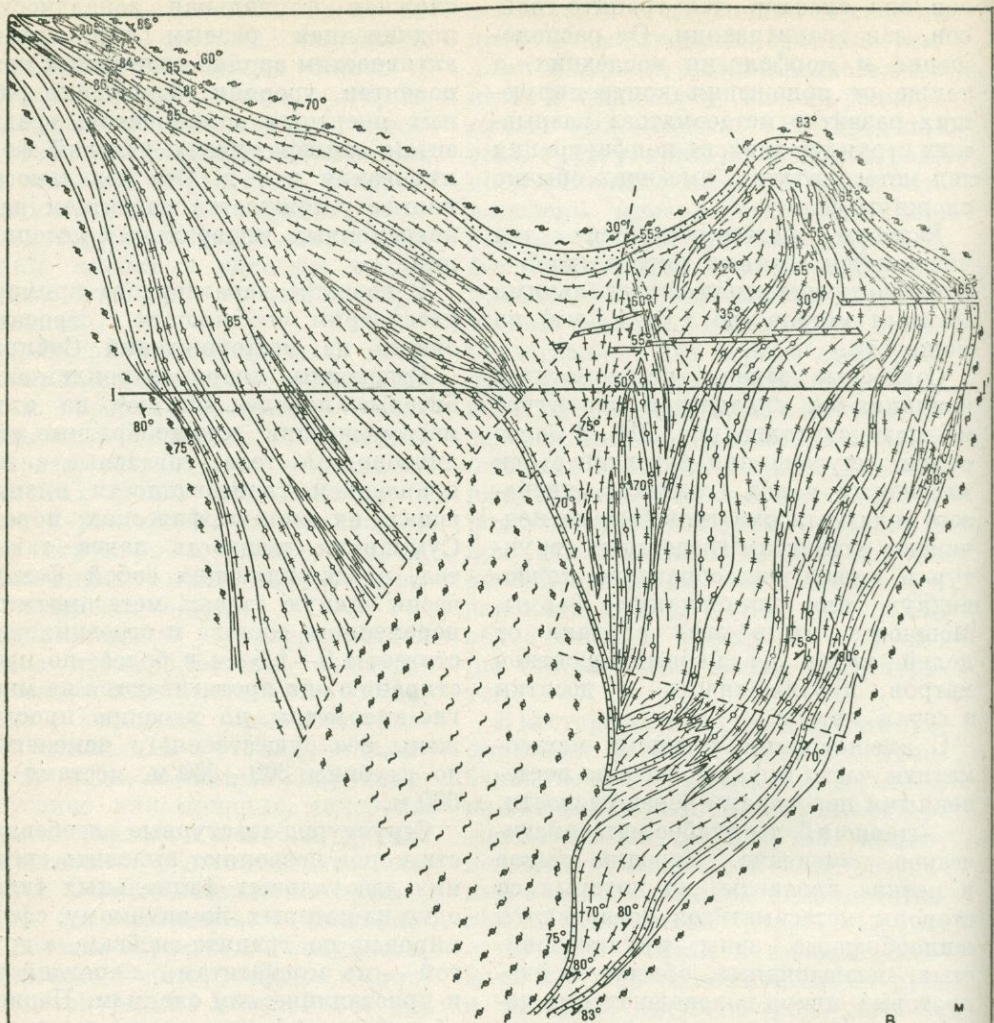
Очень сложным бывает внутреннее строение метасоматических залежей. Это связано с первичной неоднородностью состава субстрата и анизотропией его физических свойств: проницаемости, пористости, трещиноватости, что отражается на составе и распределении фаций метасоматитов. В результате возникает

сложная фациальная зональность, подчиненная разным параметрам: активностям вполне подвижных компонентов, уровням содержания разных инертных компонентов, градиентам температурных условий формирования и т. д. Эта зональность иногда усложняется развитием разновременных минеральных ассоциаций.

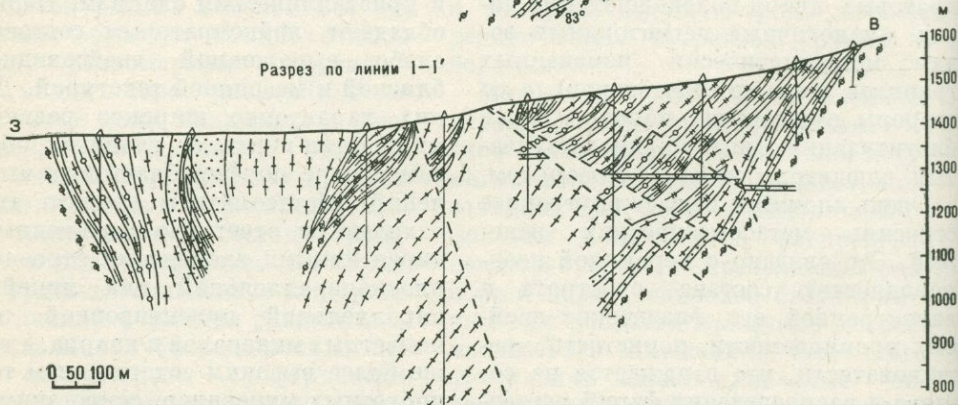
В качестве характерного примера рассмотрим особенности строения одного из месторождений Сибири.

Рудоносные кварц-микроклин-альбитовые породы слагают на этом месторождении пластообразные или линзовидные тела, согласные с направлением гнейсовидности вмещающих их метаморфических пород. Суммарная мощность пачек таких тел, представляющих собой фактически единую залежь метасоматитов переменного состава и строения, достигает 1,0—1,5 км и более; по простиранию они протягиваются на многие километры, по падению прослежены без существенного изменения до глубины 300—350 м, местами до 600 м.











Структурно-текстурные особенности пород позволяют выделить среди них два главных фациальных типа, один из которых, по-видимому, сформирован по гранито-гнейсам, а другой — по мигматитам, парагнейсам и кристаллическим сланцам. Первые обладают лейкократовым составом, слабо выраженной гнейсовидной, близкой к массивной текстурой. Для них характерно широкое развитие микроклин-пертита, главным образом в виде порфиробластовых выделений. Метасоматиты второго типа отличаются отчетливо выраженными директивными элементами строения: плоскопараллельной или линейно-параллельной ориентировкой темноцветных минералов и кварца, а также более высоким содержанием темноцветных минералов, сопоставимым со средним содержанием биотита во



Разрез по линии I-I'



0 50 100 м

- | | | | | | | | | | |
|--|---|---|---|---|---|---|---|---|--|
|  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |
|--|---|---|---|---|---|---|---|---|--|

вмещающих мигматитах, парагнейсах и кристаллических сланцах.

По взаимному расположению тел метасоматитов апогранито-гнейсового и апогнейсово-сланцевого типов отчетливо выявляются основные элементы внутреннего строения метасоматических залежей, а также дометасоматического субстрата вмещающей толщи. Массивные порфиробластовые апогранито-гнейсовые метасоматиты слагают линзовидные тела во внутренней части залежи (см. рис. 24), а директивные апогнейсовые и апосланцевые метасоматиты приурочены преимущественно к краевым и фланговым ее участкам, образуя пластообразные и линзовидные зоны переменной мощности, отдельные «языки» которых в виде прослоев заходят в линзы апогранито-гнейсовых разностей. Внутри залежи встречаются отдельные мелкие останцы гнейсов и сланцев, а в краевых частях — горизонты неполностью метасоматически измененных вмещающих пород.

Тела метасоматитов обоих типов сложены ритмически чередующимися параллельными зонами кварц-микроклин-альбитовых пород, в составе которых лепидомелан сменяется рибекитом, а рибекит — эгирином. Промежуточные зоны содержат два минерала: лепидомелан и рибекит или рибекит и эгирин. Мощность

Рис. 24. Схематическая геологическая карта и разрез пюбий-тангалового месторождения в метаморфогенно-гидротермальных щелочных кварц-микроклин-альбитовых метасоматитах. По В. С. Кудрину и А. Е. Сялаеву.

1—3 — рудоносные кварц-микроклин-альбитовые метасоматические породы с литиевым лепидомеланом, рибекитом или эгирином; 1 — апогнейсово-сланцевые (богатые руды); 2, 3 — апогранито-гнейсовые (бедные и безрудные); 4 — метасоматиты неоднородного строения и состава с неравномерным распределением оруденения: такситовые, пегматоидные, полосчатые и др.; кварц-биотитовые, плагиоклаз-биотитовые, слюдястые и др.; 5 — метасоматически измененные сланцы, гнейсы и гранито-гнейсы; 6 — гранито-гнейсы и мигматиты; 7 — кристаллические сланцы и парагнейсы; 8 — порфиристы; 9 — элементы залежения, гнейсовидности; 10 — разрывные нарушения

отдельных зон изменяется от нескольких сантиметров до десятков, редко первых сотен метров. Образование всех этих минералов относится к ведущему на месторождении щелочному этапу метасоматоза.

Метасоматические процессы этого этапа проявлены наиболее широко и повсеместно в метасоматитах обоих типов, но с большей интенсивностью в апогнейсово-сланцевых разностях.

Парагенезисы с различными темноцветными минералами развиваются одновременно в пространственно-сопряженных зонах пород, не различающихся другими особенностями состава, но неоднородных по проницаемости. В то же время в метасоматическом процессе отмечается определенная временная направленность: наступление рибекитовых зон на лепидомелановые и эгириновых — на рибекитовые.

Формирование редкометального оруденения в породах происходит в тот же щелочной этап метасоматоза, что и главных породообразующих минералов. Редкометальные минералы находятся в тесной ассоциации с фторидами и породообразующими минералами и их распределение и содержание зависят не только от степени проявления определенных стадий метасоматоза, а в значительно большей мере от структурно-текстурного типа метасоматитов, т. е. от состава исходных пород. Различия порфиробластовых апогранито-гнейсовых и директивных апогнейсово-сланцевых метасоматитов наиболее резко проявляются именно в различных уровнях концентраций редкометальных и ассоциированных с ними второстепенных минералов.

Весьма характерными типоморфными минералами апогранито-гнейсовых пород являются иттрофлюорит, монацит, молибденит, малакон, а апогнейсово-сланцевых пород — криолит и гагаринит. Уровень содержания главных рудных минералов

(танталсодержащего редкоземельного пироклора и циркона, а также криолита) и соответственно содержания редких элементов в апогнейсово-сланцевых метасоматитах значительно выше, чем в апогранито-гнейсовых, независимо от их фациальных разновидностей. Распределение минералов редких элементов изменяется также по фациальным разновидностям: содержание их возрастает от передовых — лепидомелановых к тыловым — эгириновым зонам. По расположению тел метасо-

матитов различных типов наиболее отчетливо выявляются основные закономерности размещения сингенетичного метасоматозу вкрапленного редкометального оруденения, так как практически рудными телами являются зоны амфибол- и эгиринсодержащих разновидностей апогнейсово-сланцевых метасоматитов.

Критерии прогноза и оценки перспектив оруденения рассматриваемой формации идентичны изложенным выше, с учетом специфики геологических особенностей месторождений.

ЭНДОГЕННЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ БОРА И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ФОРМАЦИИ БОРОНОСНЫХ СКАРНОВ

Месторождения бора промышленных типов по происхождению делятся на две группы — экзогенные и эндогенные. Первые представлены вулканогенно-осадочными и галогенными месторождениями, вторые — скарновыми месторождениями. Эндогенные месторождения бора являются наиболее многочисленными и представляют большой практический интерес, так как в них сосредоточено около 30% мировых промышленных запасов борного ангидрида. По масштабам оруденения и степени концентрации в них бора отдельные скарновые месторождения соизмеримы с лучшими месторождениями иных генетических типов.

Выделяя бороносные скарны в качестве рудной формации, следует подчеркнуть главные ее особенности: связь бора преимущественно с гранитоидным магматизмом, а борного оруденения — со скарнами и соотношение бора с другими полезными ископаемыми в металлогеническом плане.

Незначительные концентрации борных минералов в виде датолита и людвигита известны в железорудных и медно-никелевых месторождениях трапной формации. Датолит отмечен в кимберлитовых трубках. Высокие содержания бора установлены в кимберлитах и меймечитах Сибири (Черепанов, 1967). Все эти данные свидетельствуют о возможном мантийном источнике бора.

Обильные и часто встречающиеся скопления турмалина, а также промышленные месторождения борных

руд известны в связи с гранитоидами. При этом генетически они связаны не с кислыми дериватами базальтоидной магмы, а с гранитоидами типично корового происхождения — с палингенными и анатектическими гранитами или близкими к ним породами: аляскитами, мигматитами, гранодиоритами, граносиенитами, диоритами. По составу это граниты нормального ряда, гранитоиды повышенной основности и субщелочные.

Очевидно, ведущим источником бора для подавляющей массы эндогенных борных проявлений, в том числе и для скарново-борных месторождений, являются главным образом осадочные породы, подвергшиеся гранитизации. Об этом свидетельствует распределение бора в изверженных и осадочных породах. В изверженных породах наибольшее количество бора (в среднем 15 г/т) содержится в породах среднего (диориты, андезиты) и кислого (граниты, гранодиориты) состава; в осадочных породах (глинах, сланцах) среднее содержание бора 100 г/т (Виноградов, 1962). Среднее содержание бора в осадочных породах без учета глубоководных отложений, по данным Г. Хардера (1965), 85 г/т, а совместно с последними — 110 г/т. При этом среднее содержание бора в глинистых сланцах 100 г/т, в песчаниках — 35, а в известняках 27 г/т. Более высокие средние содержания бора в сланцах отмечают К. Ранкама и Т. Сахама (1950 г.) — 340 г/т, для песчаников примерно 20, а для известняков — 3 г/т. Бораты вулканогенно-осадочных месторождений концентрируются главным образом в глинах.

Геологическая позиция скарновых месторождений борных руд не про-

тиворечит предположению о том, что источником бора для них служили осадочные породы. Практически все они располагаются в районах, сложенных песчано-сланцевыми толщами, которые в процессе гранитизации могли быть поставщиком бора для его последующего участия в эндогенном процессе. Крайняя неравномерность размещения бороносных скарнов согласуется с аномальным распределением бора в породах земной коры. Следует также учитывать, что в процесс гранитизации могли вовлекаться турмалинсодержащие песчано-сланцевые толщи, известные в докембрии, палеозое и мезозое, а также месторождения бора вулканогенно-осадочного типа и бороносные галогенные отложения.

Таким образом, в процессе гранитизации осадочных толщ бор, вероятно, концентрировался в магме, частично участвуя в магматической стадии эндогенного процесса. В постмагматическую стадию с увеличением активности бора происходило формирование концентраций борных минералов. Если в ореоле гранитизации осадочных толщ находились карбонатные породы (известняки, доломиты, доломитовые известняки) и образывались скарны, то в таких случаях возникали скарново-борные месторождения, ибо главные физико-химические параметры окончания скарнового процесса и начала борной минерализации очень близки.

В данной работе не рассматриваются эндогенные проявления бора в виде турмалина, аксинита, джумтерита, редкоземельных борных минералов, редко встречающихся сингалита, серендибита, и т. п., а лишь такие минералы, которые представляют практический интерес в качестве борного сырья (кальциевые боросиликаты и бораты, кальций-магниевого, магниевые и железомagneиновые бораты). Среди нескольких сотен известных проявлений боро-

силикатов и боратов подавляющее их большинство связано со скарнами. Вне скарнов отмечаются лишь очень незначительные скопления кальциевых боросиликатов или железомagneиновых боратов. В скарнах борная минерализация не только многочисленна по количеству проявлений, но и образует здесь наряду с незначительными по масштабам концентрациями также крупные месторождения борных руд.

Месторождения бора в скарнах, образованных по известнякам или доломитам, различаются не только минеральным составом борных руд и вмещающих их скарнов, но и условиями формирования. Соответственно выделяют месторождения бора известково- и магнезиально-скарновые.

Известковоскарновые месторождения бора приурочены к скарнам и скарноидам, образованным по существу кальциевым карбонатным породам как в непосредственной близости от гранитоидных интрузивов, так и в удалении от них. Месторождения образуются в условиях гипабиссальной фации (в безволластонитовой фации глубинности они не встречаются). Скарны и скарноиды, содержащие борные руды, имеют преимущественно волластонит-пироксен-гранатовый состав.

Магнезиально-скарновые месторождения бора формируются в условиях абиссальной и гипабиссальной фаций. В первом случае они приурочены к магнезиальным скарнам и кальцифирам, образованным на контактах доломитов, магнезитов, доломитовых известняков с алюмосиликатными породами в зонах региональной гранитизации. Во втором случае месторождения возникают в ореолах контактового метаморфизма гранитоидных интрузий среди магнезиальных карбонатных пород. Сходство минерального состава магнезиально-скарновых месторождений бора разных фаций глубинности по

зволяет рассматривать их совместно. Состав бороносных магнезиальных скарнов и кальцифиров преимущественно шпинель-пироксен-форстерит (клиногумит)-флогопитовый. В этих месторождениях нередко развиваются известковые скарны, заместившие магнезиальные скарны и кальцифиры (апомagneзиальные известковые скарны).

Практическая значимость известково- и магнезиальноскарновых месторождений бора относительно равнозначна. Среди первых промышленные месторождения встречаются реже, чем среди вторых, но отличаются значительными масштабами и сравнительно высокими содержаниями в рудах борного ангидрида. Среди вторых промышленные месторождения более многочисленны и технологические свойства их борных руд предпочтительнее первым, но строение этих месторождений сложнее, а масштабы борного оруденения обычно меньше по сравнению с первыми.

Скарновые месторождения бора широко распространены в ряде районов СССР (Урал, Казахстан, Средняя Азия, Кавказ, Западная и Восточная Сибирь, Дальний Восток), Китая и КНДР (в пределах Сино-Корейского щита). Месторождения этого типа известны в США, Швеции, Франции, Румынии.

Борная минерализация нередко сопровождает эндогенное металлическое оруденение и, напротив, в эндогенных борных месторождениях нередко присутствует оруденение иных минеральных типов. Так, например, месторождения бора и олова встречаются в одних и тех же районах (Северо-Восток, Дальний Восток, Средняя Азия), а иногда в пределах одного рудного поля. Борная минерализация отмечается и непосредственно в оловянных месторождениях. Геохимическая связь бора и олова известна не только в региональном металлогеническом плане,

но, будучи нередко весьма тесной в гидротермальном процессе, она приводит к изоморфному вхождению олова в борные минералы (в людвигит в количестве до 1% Sn) или к образованиям бор-оловянных минералов (гулсит, норденшельдин). Почти постоянна генетическая связь касситерита с турмалином.

Нередко борное оруденение в скарнах непосредственно ассоциирует с железными рудами (Швеция, Алданский щит, Восточное Забайкалье, Горная Шория). При этом отмечаются парагенезисы магнетита с железомagneзиевым боратом — людвигитом. Иногда бороносные скарны встречаются в пределах одних и тех же рудных полей со свинцовым, цинковым, медным оруденением и изредка с вольфрамовой, висмутовой, молибденовой минерализацией (КНДР, Дальний Восток, Бурятия, Южный Казахстан).

Геохимическая специфика бора в эндогенном процессе, выражающаяся в его свойствах как минерализатора, нередко приводит к образованию заметных концентраций борных минералов в связи с разным по характеру интрузивным магматизмом и в различной геолого-тектонической обстановке. Таким образом бор часто проявляет себя как сквозной элемент и в металлогеническом отношении, формируя свои минералы в ассоциации со многими рудными минералами в разных по генетическому типу геологических образованиях, в том числе и в скарнах.

В результате этого борная минерализация иногда в практически значимых концентрациях входит в состав других рудных формаций. Однако подавляющее большинство скарновых месторождений бора, в том числе наиболее крупные и богатые из них, сложены, как правило, боратами и боросиликатами без значительных концентраций рудных минералов и генетически связаны

с кислым гранитоидным магматизмом. Эти месторождения и составляют формацию бороносных скарнов.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ БОРОНОСНЫХ СКАРНОВ И ИХ СВЯЗЬ С ГРАНИТОИДНЫМ МАГМАТИЗМОМ

Скарновые месторождения бора расположены в пределах древних щитов, срединных массивов, разновозрастных складчатых поясов — от каледонских до альпийских, зон активизации областей завершенной складчатости. Возрастной диапазон интрузивного магматизма, с которым связывают формирование скарновых месторождений бора, очень широк — от архея до кайнозоя. Однако эволюция формации бороносных скарнов во времени была неравномерная. Об этом свидетельствует распределение вероятных запасов борного ангидрида скарновых месторождений по тектоно-магматическим циклам (рис. 22).

В гнейсовых комплексах докембрия на щитах и срединных массивах распространены лишь магнезиально-скарновые месторождения бора. В пределах более молодых геотектонических структур локализуются магнезиально- и известковоскарновые месторождения, причем в структу-

рах, сформированных в период киммерийского и альпийского тектогенеза, подавляющая часть запасов борного ангидрида связана с известковоскарновыми месторождениями.

Скарновые месторождения вообще и борные в частности формируются в орогенную стадию развития геосинклинали и в посторогенную — в связи с тектоно-магматической активизацией областей завершенной складчатости.

В период замыкания эвгеосинклиналей появляются мелкие месторождения в связи с гранитоидными дериватами базальтоидной магмы. Примером могут служить известковоскарновые месторождения бора Среднего и Северного Урала, генетически связанные с доверхнедевонскими малыми гипабиссальными интрузиями сиенитов, гранодиоритов, сиенито-диоритов, диоритов, плагиогранитов, габбро-диоритов, являющимися производными габбро-гранитовой формации и локализующимися в пределах Восточно-Уральского зеленокаменного синклинория. К месторождениям такого рода относятся также магнезиально-скарновые бор-железородные месторождения Горной Шории, генетически связанные с габбро-диоритовыми и габбро-сиенитовыми комплексами. Запасы борного сырья в таких месторождениях составляют ничтожную долю общего баланса запасов борного ангидрида скарновых месторождений.

Преимущественно в орогенную стадию развития образовались магне-

Рис. 22. Распределение вероятных запасов борного ангидрида скарновых месторождений по тектоно-магматическим циклам

Тектоно-магматический цикл	Вероятные запасы B_2O_3 , %									
	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
Докембрийский	///	///	///	///	///	///	///			
Каледонский										
Герцинский	///									
Киммерийский	///	///								
Альпийский	///	///								

Стадия интрузивного магматизма	Вероятные запасы B_2O_3 , %									
	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
Синорогенная	///	///	///	///	///	///	///			
Позднеорогенная	///	///								
Посторогенная	///	///								

Рис. 23. Распределение вероятных запасов борного ангидрида скарновых месторождений по стадиям интрузивного магматизма

зиально- и известковоскарновые месторождения бора. В синорогенную стадию в глубинных условиях при региональной гранитизации докембрийских гнейсовых комплексов характерно появление магнезиально-скарновых месторождений бора. Примерами могут служить месторождения Сино-Корейского, Алданского, Скандинавского щитов, Кокчетавского срединного массива, возникшие в связи с региональными процессами кислого магматизма, приведшего к образованию полей их гранитизации (мигматизации). В гипабиссальной фации в эту стадию оротгена появились мелкие известковоскарновые месторождения бора, известные на территории Средней Азии.

Размещение месторождений, образовавшихся в синорогенную стадию, подчинено пликативным структурам. Месторождения локализуются в сводовых частях гнейсовых куполов, в сводах и на крыльях различных складок, в участках их замыкания. В расположении отдельных скарново-борных тел в пределах рудных полей иногда отчетливо наблюдается контролирующая роль дизъюнктивных нарушений, зон трещиноватости, раздвливания.

Суммарные вероятные запасы борного ангидрида, заключенные в месторождениях, возникших в синорогенных условиях, составляют более 60% (рис. 23).

В позднеорогенную стадию в гипабиссальных условиях в связи с гранитоидным магматизмом главным образом мезозойского и в значительно меньшей степени палеозойского и кайнозойского возраста возникали известково- и магнезиально-скарновые месторождения бора. Примерами их являются известковоскарновые месторождения Средней Азии, Закавказья (в экзоконтактах Ордубадского массива), Восточного Казахстана (Джунгария), Западного Саяна (Батеневский кряж), магнезиально-скарновые месторождения Восточного Забайкалья (Приаргунье), Полярной Якутии (зона мезозойской складчатости вдоль западной окраины Колымского срединного массива), Дальнего Востока (хр. Джугджур). Главная часть запасов борного сырья этих месторождений связана с киммерийскими известковоскарновыми месторождениями Средней Азии, характеризующимися большой удаленностью по вертикали (более 1 км) от рудогенерирующих интрузий.

Размещение месторождений бора этой группы в пределах борной провинции в целом подчинено общему направлению складчатости тех зон, в которых они локализуются. При этом отдельные месторождения или скарново-рудные тела в них нередко контролируются разрывами взбросо-сдвигового типа, простирающие которых обычно незначительно отклоняется от общего направления складчатости.

Группа скарновых месторождений бора, генетически связанная с гранитоидами, по времени отвечающими

альпийскому, киммерийскому и герцинскому циклам, образовалась в посторогенную стадию при тектономагматической активизации областей завершённой складчатости. К ним относятся месторождения, связанные с активизацией в период альпийского цикла более древних структур района пика Костабони в Восточных Пиренеях (Франция), района развития трахилипаритовых лакколитов в пределах эпигерцинской платформы на Северном Кавказе; зоны третичной складчатости в связи с глубинными разломами на Дальнем Востоке; киммерийского цикла — район мезозойской активизации докембрийского щита в Северной Корее; герцинского цикла — зоны активизации каледонских структур в Бурятии и Южном Казахстане.

Суммарные вероятные запасы бора, заключённые в этих месторождениях, составляют от общих запасов примерно ту же долю, которая приходится на месторождения позднеорогенной стадии (см. рис. 23), и сосредоточены главным образом в известковоскарновых месторождениях Дальнего Востока. Последние так же, как и месторождения бора, связанные с позднеорогенным магматизмом, характеризуются большой удалённостью (более 1 км) от материнского магматического очага и приуроченностью к дизъюнктивам, оперяющим глубинный разлом. В целом для этой группы месторождений характерна отчетливая контролирующая роль разрывных нарушений в локализации, особенно участков их пересечения.

Основная масса скарновых месторождений бора, связанная с поздне- и посторогенным магматизмом, расположена в двух планетарных складчатых поясах альпийского возраста — Тихоокеанском (дальневосточные и северо-восточные месторождения) и Альпийско-Гималайском (кавказские, среднеазиатские месторожде-

ния). В этих же складчатых поясах локализируются практически все месторождения бора вулканогенно-осадочной формации неоген-четвертичного возраста США, Турции, Ирана, Китая.

Гранитоиды, в экзоконтактных зонах которых располагаются месторождения, обычно представлены гранитами, гранодиоритами, диоритами, граносиенитами, трахилипаритами. Для наиболее крупных месторождений пространственная связь с интрузивными массивами бывает настолько нечеткая, что правильнее говорить об ее отсутствии. Для полей всех месторождений характерно большое число даек жильных пород, среди которых отмечаются главным образом диоритовые и диабазовые порфиры, диабазы, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, сиенит-порфиры. По времени образования среди даек различаются доскарновые, дорудные, интрудные и пострудные (относительно борной минерализации).

Фактический материал по борности гранитоидных пород не позволяет однозначно судить о наличии или отсутствии в контактовом ореоле того или иного массива борного месторождения соответственно по повышенным или пониженным (относительно кларка) содержаниям бора в слагающих его породах. В одних случаях эндогенные месторождения бора генетически связаны с интрузиями, гранитоиды которых характеризуются средними содержаниями в них бора, превышающими кларковые (Барсуков, 1960; Лисицын, 1963; Кузьмин, 1964); в других — с интрузиями, содержания бора в породах которых лишь незначительно превышают кларковые значения или находятся на их уровне, а иногда и ниже (Н. Т. Кулкашев, 1962 г.; Лисицын, 1963; Некрасов, 1966). Обычно средние содержания бора в гранитоидах, с интрузиями которых генетически не связаны борные

месторождения, находятся на уровне кларковых или ниже (Барсуков, 1960; Кузьмин, 1964; Хардер, 1965; Ф. В. Сухоруков, 1965 г.). Но нередко содержания бора в гранитоидах (особенно в турмалиновых гранитах) во много раз выше кларка для данного типа пород, хотя никаких месторождений боросиликатов или боратов с ними не связано (при наличии остальных благоприятных условий — литологических, структурных и т. д.).

Таким образом, в одних случаях есть основания говорить о металлогенической специализации гранитоидных интрузий, позволяющей разделять их на «бороносные» и «небороносные», а в других — такого деления сделать нельзя, и, следовательно, в таких случаях нет данных для вывода о специализации интрузий по бору. Очевидно, в разных геологических условиях поведение бора в ходе магматического процесса (в частности, при становлении гранитоидных интрузивов) весьма различно, что закономерно отражается в его распределении по породам и минералам, слагающим гранитоидные массивы.

Сложность распределения бора в гранитоидных породах рассмотрена А. Г. Лыхиним (1968 г.). Обобщенный и систематизированный им большой материал по гранитоидам показал, что при определении их бороносности или небороносности необходимо учитывать целый ряд обстоятельств, что исключает упрощенный подход к понятию металлогенической специализации интрузивных комплексов по бору на основании повышенных (относительно кларка) содержаний в них этого элемента (Лисицын, 1974).

Более надежным геохимическим признаком, свидетельствующим о возможности формирования борного месторождения, является, по-видимому, значительно более активный ха-

рактик поведения бора в процессе образования бороносных скарнов по сравнению с небороносными.

О четкой и постоянной связи борного оруденения со скарнами упоминалось выше. Скарны — это не только благоприятная вмещающая среда для борной минерализации: известковые скарны и скарноиды для кальциевых боратов и боросиликатов, а магнезиальные скарны и кальцифиры — для магниевых, железо-магниевых и кальций-магниевых боратов. Характерная приуроченность эндогенной борной минерализации к скарнам в определенной степени является, по-видимому, отражением геохимических особенностей бора в процессе скарнообразования. Известный в настоящее время материал по распределению бора в различных скарнах и слагающих их минералах позволяет вскрыть некоторые из этих особенностей, свидетельствующие о генетических связях скарнового процесса и борного минералообразования, а также дает возможность судить о потенциальной бороносности скарнов.

На основании анализа средних содержаний бора в минералах скарнов с учетом специфики его изоморфизма в них можно сделать следующий вывод: послемагматическая стадия, в которую происходило формирование известковых скарнов и гистерогенное преобразование магнезиальных скарнов, характеризуется большей активностью бора по сравнению с магматической стадией, в которую образовались магнезиальные скарны. Это относится к бороносным скарнам, с которыми генетически связана борная минерализация. Поведение бора в процессе образования бороносных и небороносных скарнов аналогичное, но уровни средних содержаний его в первых заметно выше как в минералах, так и в породах (Лисицын, 1974).

В постмагматических растворах с понижением температуры возрастает химический потенциал бора, но в скарновом процессе активность элемента еще недостаточна для образования борных минералов. Только в заключительную стадию скарнообразования вследствие увеличения активности бора появляется боросодержащий везувиан, а также начинается борное минералообразование, основная масса которого происходит в постскарновый этап. Начало выделения высокотемпературных боратов и боросиликатов до окончания формирования некоторых скарновых минералов, в частности граната и везувиана, подтверждается их соотношениями, а также перекрывающимся температурным диапазоном минералообразования по данным декрептометрии и гидротермального синтеза.

Вероятно, существенное значение для появления борных минералов в связи со скарнообразованием имеет вынос в процессе последнего из карбонатных пород кальция и магния, которые, участвуя в эндогенном процессе, связываются затем с бором, образуя кальциевые и магниевые бораты и боросиликаты. Это обстоятельство свидетельствует о генетической связи борного минералообразования со скарновым процессом. Действительно, по карбонатным породам, не претерпевшим скарнирования или находящимся далеко за пределами скарнов, сколько-нибудь существенных концентраций борных минералов не отмечено.

Из генетической связи борного оруденения со скарнообразованием можно подойти к определению потенциальной бороносности скарнов. Последняя следует из отношения средних содержаний бора в бороносных и небороносных скарнах и в слагающих их минералах (коэффициенты бороносности). При коэффициенте бороносности около 4 вероятно нахо-

ждение в скарнах борной минерализации.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ СКАРНООБРАЗОВАНИЯ

Физико-химические условия формирования магнезиальных и известковых скарнов существенно различны. Магнезиальные скарны образуются в магматическую стадию, т. е. на фронте гранитизации (магматического замещения) вмещающих пород во всех фациях глубинности, а в абиссальных условиях они возникают также и в постмагматическую стадию процесса. Известковые скарны образуются только в постмагматическую стадию. Они типичны для гипабиссальных фаций.

Особенности скарнообразования в различных фациях глубинности обусловлены главным образом режимом углекислоты (Коржинский, 1940; Жариков, 1968). В глубинных условиях вследствие высокого давления углекислоты растворимость окиси кальция невелика и кальцит устойчив, поэтому кальциевые силикаты в карбонатных породах не образуются. Магниевые карбонаты под воздействием высокотемпературных магматогенных растворов разлагаются с образованием магнезиальных силикатов и кальцита. В условиях гипабиссальной и мезоабиссальной фаций трансмагматические растворы (растворы магматической стадии) насыщены углекислотой, что также обуславливает в них ее высокое давление и, следовательно, препятствует образованию известковых скарнов. Известняки при этом непосредственно замещаются магмой, а магнезиальные карбонатные породы в магматическую стадию разлагаются с образованием магнезиальных скарнов. В постмагматическую стадию в тех же фациях глубинности давление углекислоты снижается, при этом

уменьшается подвижность кальция и развиваются известковые скарны.

Н. Н. Перцев (1973) на основе применения диаграмм активностей для скарнообразующих компонентов произвел количественную оценку физико-химических условий скарнообразования магматического и постмагматического этапов. Различия в особенностях образования, строения и взаимоотношений магнезиальных и известковых скарнов вызываются главным образом отличиями в режиме алюминия, кремния, железа, щелочей, углекислоты на разных этапах процесса скарнообразования. Отсутствие известковых скарнов в магматическом этапе связано, вероятно, с таким соотношением активности кремнезема и глинозема, при котором плагиоклаз стабилен в ассоциации с кальцитом. Замещение магнезиальных скарнов известковыми в постмагматических условиях вызывается понижением температуры и давления углекислоты в растворах, резким уменьшением активности глинозема, повышением железистости растворов. Скарны образуются в щелочных или близких к нейтральным условиям минералообразования.

На основании особенностей минеральных фаций глубинности, экспериментальных и расчетных данных по устойчивости минералов предположительно считают, что диапазон глубин формирования скарнов для гиабиссальной фации составляет 1—4 км, мезоабиссальной 4—15 км и абиссальной 15—40 км (Жариков, 1968). По результатам экспериментальных работ образование магнезиальных скарнов магматической стадии оценивается интервалом глубин 1—40 км в преимущественном температурном диапазоне 650—850°С; магнезиальных скарнов послемагматической стадии — на глубинах 15—40 км при температурах 450—650°С; известковых скарнов — на глубинах 1—15 км при 350—800°С.

Типичное для скарнов оруденение характеризуется температурами образования 200—500°С (Жариков, 1968). На основании изучения магнезиальности кальцита температуры образования и парциальные давления CO_2 во флюиде для ряда магнезиально-скарновых месторождений малых глубин оценены соответственно в 630—700°С и 110—200 кгс/см² (Июффе, Перцев, 1972).

Скарнообразование, развитые по скарнам гидротермальные процессы (грейзенизация, березитизация, пропицитизация и т. д.) и локализованное в скарнах оруденение обычно являются результатом эволюции трансмагматических и постмагматических растворов в едином эндогенном процессе.

Строение скарнов подчинено определенной закономерности, обусловленной взаимодействием реагирующих химически неравновесных сред и выражающейся в виде метасоматической зональности. Для скарнов выявлено множество разновидностей метасоматических колонок, отражающих вариации нескольких основных их типов.

В общем виде схематическая метасоматическая колонка для магнезиальных скарнов магматической стадии следующая: мигматит, гранитоид | пироксен-полевошпатовая околоскарновая порода | шпинель-пироксеновый скарн | шпинель-форстеритовый скарн | кальцифир | доломит. В постмагматическую стадию в результате гистерогенных преобразований шпинель и пироксен замещаются флогопитом; форстерит — минералами гумитовой группы, серпентином, хлоритом; периклаз — бруситом; в околоскарновых породах развиваются амфиболы и скаполит. Схематическая метасоматическая колонка известковых скарнов выглядит следующим образом: гранитоид, эффузив, роговик | пироксен-полевошпатовая околоскарновая порода, пиро-

ксеновый эпидозит | пироксен-гранатовый эндоскарн | гранатовый эндо- и экзоскарн | пироксеновый экзоскарн | волластонитовый экзоскарн | известняк. В случаях развития известковоскарнового процесса в слоистой карбонатно-силикатной толще получают распространение скарноиды, отличающиеся от скарнов полиминеральностью и отсутствием зональности.

В зависимости от состава магматических пород, с интрузией которых генетически связаны скарны, от структурно-тектонической обстановки, литологии вмещающих пород, формы контактов активного интрузива и физико-химических особенностей эндогенного процесса метасоматическая зональность скарнов в каждом конкретном случае может иметь существенные, но закономерные осложнения и отклонения.

Скарны развиваются по карбонатным и алюмосиликатным породам. Скарны, образованные по карбонатным породам, относят к экзоскарнам, а скарны, заместившие алюмосиликатные породы, — к эндоскарнам, независимо от того, являются ли последние активными интрузивными образованиями (обычно гранитоидами) или пассивными осадочными, эффузивными и метаморфическими породами. Экзоскарны по сравнению с эндоскарнами обычно более развиты по масштабам и представляют больший интерес для многих видов промышленного оруденения, в том числе борного.

МИНЕРАЛЬНЫЕ И МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ И МАСШТАБЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОРОНОСНЫХ СКАРНОВ

Минеральные типы скарновых месторождений бора, типы борных руд, масштабы борного оруденения и степень концентрации в рудах трехокиси бора весьма разнообразны

(табл. 18). Известные к настоящему времени сведения по эндогенным месторождениям бора и технические требования к этому виду минерального сырья позволяют наметить их градиацию по запасам борного ангидрида при средних его содержаниях в рудах не ниже 6—8% (табл. 19).

По масштабам борного оруденения среди известковоскарновых наибольшее значение имеют месторождения боросиликатного типа с датолитовыми и данбуристовыми рудами, а среди магнезиальноскарновых — боратные месторождения с суанитовым и людвигитовым типами руд, особенно образованные в условиях абиссальной фации.

По качеству, с учетом технологических свойств, практическая значимость минеральных типов борных руд следующая (в порядке убывания): суанитовый, котоитовый, курчатовит-сахайтовый, датолитовый, данбуристовый, людвигитовый.

Рудные залежи известково- и магнезиальноскарновых (последние типичны для условий абиссальной фации) месторождений бора от крупных до уникальных масштабов характеризуются выдержанностью по размерам и несложной формой. Размеры их составляют по простиранию от нескольких сотен метров до 1,5—2 км, мощность измеряется от десятков до первых сотен метров. Форма рудных тел пласто- и линзообразная. Минеральный состав руд таких месторождений сравнительно прост, однороден и довольно равномерно распределен. Рудные залежи месторождений бора более низких рангов по масштабам оруденения характеризуются прерывистостью, нередко сложной формой. Размеры рудных тел по простиранию колеблются от десятков до сотен метров, а мощность их изменяется от единиц до первых десятков метров. Форма рудных тел пласто- и линзообразная, гнездовая, жильная, столбообразная,

ТА Б Л И Ц А 18. МИНЕРАЛЬНЫЕ ТИПЫ ФОРМАЦИИ БОРОНОСНЫХ СКАРНО В

Фация глубинности	Скарны	Минеральный тип		Породы, вмещающие борное оруденение	Среднее содержание в рудах B_2O_3 , %	Относительные масштабы борного оруденения	Примечание	
		месторождения	борных руд					
Гипабиссальная	Известковые	Боросиликатный	Датолитовый, данбурит-датолитовый, данбуритовый	Скарны, скарноиды и примыкающие к ним роговики и другие карбонатно-силикатные породы	От 2—4 до 9—12	От мелких до очень крупных и уникальных	Руды требуют обогащения	
		Боратный	Кальциборитовый	Скарнированные известняки	5—7	Мелкие		
	Магнезиальные и апомагнезиальные известковые	Боратный		Людвижитовый, людвижит-ссайбелинитовый, ссайбелинитовый	Скарны, кальцифиры	От 2—4 до 7—10	От мелких до крупных	Руды требуют обогащения
				Суанитовый, суанит-ссайбелинитовый	Скарны (внешние зоны), кальцифиры, примыкающие к ним мраморы	12—17	Средние	Обогащения руд не требуется
				Котоитовый, людвижит-котоитовый, котоит-ссайбелинитовый ссайбелинитовый	Внешние зоны скарнов, кальцифиры, примыкающие к ним мраморы	От 5—7 до 12—15	Средние	Бедные руды требуют обогащения
				Харкерит-сахайтовый	Кальцифиры, апомагнезиальные известковые скарны	8—15	Небольшие	Руды требуют обогащения
				Курчатовит-сахайтовый	То же	15—16	Средние	Обогащения руд не требуется
				Людвижит-котоит-сахайтовый		7—10		Руды требуют обогащения
	Абиссальная	Магнезиальные		Людвижитовый, людвижит-ссайбелинитовый, ссайбелинитовый	Скарны, кальцифиры	4—6	Крупные	То же
				Суанитовый, суанит-ссайбелинитовый, ссайбелинитовый	То же	12—17	От средних до крупных и очень крупных	Обогащения руд не требуется

ТАБЛИЦА 19. МАСШТАБЫ СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОРА

Значимость месторождений	Запасы B_2O_3 , млн. т
Непромышленные	До 0,1
Мелкие	0,1—0,3
Средние	0,3—0,5
Крупные	0,5—1,0
Очень крупные	1,0—10
Уникальные	Более 10

неправильная. Минеральный состав руд нередко отличается разнообразием и неравномерностью распределения в пределах не только отдельных месторождений, но и рудных тел.

ГЛАВНЫЕ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БОРНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В СКАРНАХ

Давление является одним из наиболее важных параметров, определяющих образование борных минералов. О сравнительно невысоких величинах давления, при которых образуются в природе кальциевые боросиликаты и бораты, свидетельствуют данные экспериментальных исследований. Так, данбурит и датолит были получены воздействием раствора буры, $CaCl_2$, HCl и метасиликата натрия или кварца на известняк при давлении 350 кгс/см^2 и температуре $360\text{—}400^\circ\text{C}$ (Барсуков, Дерюгина, 1961). Американские исследователи показали, что при давлении 1000 кгс/см^2 данбурит устойчив при температурах $290\text{—}800^\circ\text{C}$ и более, а при давлении 2000 кгс/см^2 верхний предел устойчивости датолита в ассоциации с кварцем составляет примерно 500°C (Eugster, Wisei, 1963). Синтез и изучение полей устойчивости кальциборита, а также химических аналогов сибирскита и коржинскита проводились И. Я. Некрасовым и др. (1970 г.). Эти соединения были полу-

чены при различных температурах и концентрациях борного ангидрида в растворах при давлении около 1000 кгс/см^2 .

Геологические условия нахождения кальциевых боратов и боросиликатов также свидетельствуют о сравнительно невысоком давлении при их образовании, поскольку эти минералы характерны для скарных месторождений только гипабиссальной фации. Полученные на некоторых известковоскарновых месторождениях бора значения констант равновесия плагиоклазов со скаполитами отвечают образованию минералов в условиях малых глубин гипабиссальной фации, где вследствие низкого давления углекислоты скаполит оказывается более кислым, чем сосуществующий с ним плагиоклаз (Жариков, 1966).

Существенная роль давления сказывается и в образовании боратов магнезиальноскарновых месторождений. Так, если людвигит, флюоборит, ссайбелиит, варвикит типичны для месторождений разных фаций глубинности, то котоит является абиссофобным минералом и образуется в условиях малых и средних глубин, а суанит более устойчив в глубинных условиях.

Для магнезиальноскарновых месторождений бора, сформировавшихся в абиссальных условиях, характерны гранулитовая и амфиболитовая фации метаморфизма (соответственно пироксен-гранулитовая и силлиманит-альмандиновая субфации). Условия образования гипабиссальных известково- и магнезиальноскарновых месторождений бора отвечают диапазону глубинности геленит-мантичелитовой, периклазовой и волластонитовой фаций (по Д. С. Коржинскому). Реконструкция кровли ряда гипабиссальных гранитоидных массивов на время их консолидации, с которыми генетически связаны скарные месторождения

бора Кавказа, Бурятии, Полярной Якутии, Джугджура, свидетельствует, что глубина образования таких месторождений изменяется от 1—1,5 до 3,5—4 км.

Температура образования боросиликатов и боратов может быть оценена по данным термометрического анализа и гидротермального синтеза. Диапазон температур декрепитации включений в аксините из разных месторождений составляет 320—460° С, в данбурите — 280—480° С и в датолите — 170—490° С. Следовательно, начало выделения боросиликатов близко по времени (460—490° С), а окончание их формирования существенно различается и соответствует следующей последовательности: аксинит (320° С), данбурит (280° С), датолит (170° С).

Температуры декрепитации жидких включений кальциевых боратов соотносятся наблюдаемым взаимоотношениям этих минералов между собой, т. е. последовательность их образования следует общему снижению температуры от 345 до 100° С (Малинко, 1966). Температурные пределы гидротермального синтеза датолита и данбурита позволяют считать, что оба эти минерала устойчивы в диапазоне температур от 300 до 500° С, в то время как при более высоких температурах устойчив только данбурит. Эти данные согласуются с результатами термометрических определений.

Гидротермальный синтез кальциевых боратов, проведенный И. Я. Некрасовым и др. (1970 г.), показал, что температурный диапазон устойчивости кальциборита составляет 280—600° С, а химического аналога сибирскита 200—270° С. Последний был получен, кроме того, в результате гидролиза соединения $\text{Ca}_2\text{B}_2\text{O}_5$ при нормальном давлении в пределах 200—400° С (Lehman e. a., 1958). Гидротермальный синтез норденшельдина осуществлен при тем-

пературе 350—700° С (Диман, Некрасов, 1965).

Таким образом, наиболее высокотемпературными являются данбурит, аксинит, турмалин, норденшельдин, основная масса которых образовалась в диапазоне от 300—350 до 450—500° С, низкотемпературными — водные метабораты кальция, формирующиеся при температурах от 100—150 до 300° С. Датолиту и кальцибориту свойствен более широкий температурный диапазон образования от 250 до 450—500° С.

Поскольку главная масса известковых скарнов формируется при температуре 400—800° С (Жариков, 1968), можно предполагать, что образование боросиликатов и высокотемпературных боратов — кальциборита и норденшельдина — начинается еще в конце скарнового этапа, однако основная масса борного оруденения формируется в постскарновый этап. Соотношения высокотемпературных борных минералов со скарновыми, в частности с гранатом и везувианом, подтверждают это предположение.

Экспериментальные исследования в области магниевых боратов показывают, что нижний предел устойчивости суанита, при котором он начинает замещаться ссайбелинитом, не выше 450° С, а котоита — на уровне 250—350° С (при этой температуре он замещается ссайбелинитом и бруситом). Нижний предел устойчивости ссайбелинита 150° С. Флюоборит с минимальным содержанием около 30% фтористой молекулы легко синтезируется при 400—750° С. Для минералов людвиговской серии отмечается зависимость степени железистости от температуры образования. Так, нижний температурный предел устойчивости вонсенита 200° С, а магнезиолюдвигита — 700° С (последняя цифра не соответствует природным явлениям). Температура декрепитации газовой

жидких включений в людвигите, по данным А. А. Маракушева (1960), составляет 440°C .

Интенсивное магнезиальноскарновое боратовое оруденение происходит, по-видимому, в температурных интервалах $500-350$ и $250-150^{\circ}\text{C}$.

Кислотность — щелочность растворов — один из главных параметров постмагматического процесса, в значительной мере определяющий появление того или иного минерального типа борного оруденения, особенно в известковых скарнах. Работами Д. С. Коржинского показано, что режим кислотности — щелочности гидротермальных растворов определенным образом эволюционирует в соответствии с опережающей волной кислотных компонентов на фоне общего снижения температуры постмагматического процесса.

Большое влияние на характер кислотно-щелочного режима постмагматических растворов оказывают химический состав родоначальных интрузий и литологический состав среды, в которой происходят гидротермальные процессы (Жариков, Омеляненко, 1965). Наиболее полно процессы ранней щелочной стадии, в которую формируются собственно скарны (в известковых контактах), проявляются в связи со средними, основными и щелочными интрузиями. В случае кислых гранитоидов процессы этой стадии не только смещены во времени, но и менее интенсивны и сравнительно быстро сменяются кислотным выщелачиванием. Несомненно также большое влияние на характер эволюции постмагматических растворов оказывает химизм вмещающей среды. Так, кислые вмещающие породы способствуют более интенсивному развитию стадии кислотного выщелачивания. Богатая основаниями вмещающая среда, наоборот, нейтрализует поток кислых компонентов и содействует слабому

проявлению стадии возрастающей кислотности.

Рассмотрим несколько примеров известковоскарновых месторождений бора, характеризующихся разными типами борной минерализации, что обусловлено главным образом изменением кислотно-щелочного режима минералообразующих растворов. В этом отношении месторождение Урала с боратной минерализацией (рис. 24) и бор-оловорудное месторождение Средней Азии служат примером проявления двух крайних случаев эволюции постмагматических растворов.

На уральском месторождении боратная минерализация приурочена к слабо скарнированным кальцитовым мраморам, примыкающим к зоне массивных пироксен-гранатовых скарнов, развитой на контакте мраморов с кварцевыми диоритами. Борная минерализация здесь представлена боратами кальция. Соотношения боратов между собой и с ассоциирующими с ними минералами, дополненные данными термометрического анализа (Малинко, 1963, 1966), позволяют наметить следующую смену минеральных ассоциаций в зоне скарнированных мраморов: диопсид и гранат, магнетит; кальциборит и близкие к нему по времени доломит, анкерит, ангидрид и пирит; сибирскит, ссайбелиит и антигорит; гипс и водные метабораты кальция: коржинскит, уралборит, вимсит, нифонтовит, фроловит, пентагидроборит. Процесс минералообразования завершали новообразования кальцита.

На бор-оловорудном месторождении Средней Азии борная минерализация развита в экзоконтакте массива лейкократовых биотитовых гранитов, локализуясь в ороговикованных и слабо скарнированных переслаивающихся между собой алевролитах, песчаниках и известняках. Наиболее распространена борная ми-

нерализация в зонах скарнированных роговиков или скарноидов, где ей подчинено оловянное оруденение. Борная минерализация представлена данбуритом, датолитом, аксинитом, турмалином и норденшельдином. Соотношения борных минералов между собой, с касситеритом и другими минералами свидетельствуют о том, что вслед за образованием скарновых минералов произошло выделение бороалюмосиликатов, данбурита, скаполита, норденшельдина и касситерита, сменившееся окварцеванием, а затем появлением датолита. Последними сформировались кальцит и флюорит.

Геологические условия возникновения характерных минеральных ассоциаций этих двух месторождений и смена их во времени позволяют предполагать существенные различия в образовании месторождений, явившиеся результатом разного хода кислотно-щелочной эволюции постмагматических растворов.

На уральском месторождении гранитоиды повышенной основности (кварцевые диориты) в совокупности с богатыми основаниями вмещающей средой (известняки) способствовали интенсивному развитию ранней щелочной стадии, в течение которой образовались мощные зоны пироксен-гранатовых скарнов. Те же причины привели к быстрой нейтрализации потока кислотных компонентов, в результате чего стадия возрастающей кислотности проявилась незначительно, о чем свидетельствует отсутствие кварца. Формирование борной минерализации в существенно карбонатной (кальциевой) среде при низком химическом потенциале кремния в растворах не создавало благоприятных условий для образования здесь датолита и других боросиликатов, но способствовало развитию кальциевых боратов.

На бор-оловорудном месторождении Средней Азии наблюдался иной

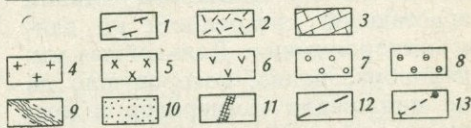
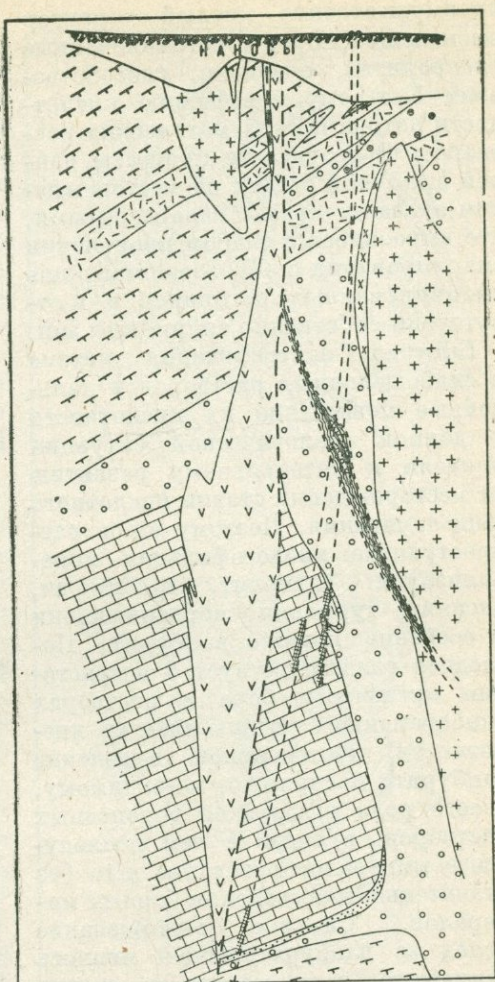


Рис. 24. Геологический разрез участка концентрации боратов известковоскарнового месторождения.

1 — порфириты и их туфы; 2 — туфопесчаники и туфосланцы; 3 — мраморизованные известняки; 4 — кварцевые диориты; 5 — околоскарновые породы (десилицированные, диосилицированные кварцевые диориты); 6 — диабазовые порфириты; 7 — пироксен-гранатовые скарны; 8 — эпидиориты; 9 — зона сыпучих медных руд; 10 — акральные медные руды; 11 — зоны боратной минерализации; 12 — тектонические нарушения; 13 — скважины

характер постмагматического процесса. Кислый состав интрузии (лейкократовые биотитовые граниты) и

преимущественно кислый характер вмещающих пород (ороговикованные алевролиты), очевидно, способствовали быстрому повышению кислотности потока постмагматических растворов. В результате процессы ранней щелочной стадии на месторождении оказались резко недоразвитыми, что выразилось в слабом проявлении скарнирования с образованием лишь скарнированных роговиков и в отсутствии собственно скарновых зон.

Быстрая нейтрализация потока в слабощелочных растворах и дальнейшее повышение их кислотности в данной геологической ситуации привели к интенсивному развитию на месторождении стадии кислотного выщелачивания. Поэтому здесь распространена кислотофильная минерализация: скаполит, касситерит, аксинит, турмалин, норденшельдин и особенно широко данбурит. Последнее свидетельствует о возрастании активности бора в растворах одновременно с увеличением их кислотности. Интенсивное выделение данбурита послужило, по-видимому, своего рода разгрузкой бороносных растворов, в связи с чем последующее минералообразование шло без значительного выделения борных минералов. Сильное окварцевание вслед за данбуритизацией явилось заключительным моментом стадии возрастающей кислотности на данном месторождении. Дальнейшее минералообразование, которое шло на фоне понижения температур и кислотности постмагматических растворов, приводило к разложению норденшельдина и данбурита, неустойчивых в этих условиях, с замещением первого ассоциацией касситерита и датолита, а второго — датолитом. Образование же кальциевых боратов в стадию повышающейся щелочности здесь не происходило, вероятно, в связи со слабым развитием процессов этой стадии на месторождении вообще и недостаточно высоким хими-

ческим потенциалом бора в растворе конечных этапов постмагматической деятельности в данном случае.

Фактический материал по большинству известковоскарновых месторождений бора свидетельствует о том, что они образовывались в условиях кислотности — щелочности, которые можно назвать промежуточными относительно указанных выше. Для них характерно развитие боросиликатов, отсутствие боратов, слабое окварцевание.

Ведущее значение фактора кислотности — щелочности в формировании того или иного минерального типа борного оруденения выявляется также при сравнении других известковоскарновых месторождений и проявлений бора, локализующихся в различных условиях. Так, в непосредственной близости от упомянутого ранее уральского месторождения с боратовой минерализацией в пределах единого скарново-рудного поля находится боросиликатное месторождение, в котором вся борная минерализация представлена одним минералом — датолитом (рис. 25). Сравнивая оба эти месторождения, для которых состав гидротермальных растворов, поступающих из единого магматического очага, следует предположить примерно одинаковым, различные типы их борной минерализации можно объяснить сильным влиянием состава вмещающих пород. Действительно, боратовая минерализация на месторождении локализуется в слабо скарнированных известняках, т. е. в основной среде. Образование ее происходило, очевидно, при очень низком химическом потенциале кремния и высокой активности бора в растворах. Следовательно, условия формирования здесь были неблагоприятны для боросиликатов, в частности для датолита.

На соседнем месторождении того же рудного поля датолит локализуется в толще слоистых скарноидов,

где тонкая перемежаемость карбонатно-силикатных пород обусловила наличие наиболее благоприятного для данного боросиликата режима кислотности — щелочности минералообразующих растворов и высоких значений химических потенциалов не только кальция, но и кремния. В аналогичных по режиму кислотности — щелочности условиях, по видимому, шло формирование борной минерализации в месторождениях, расположенных на территории Кавказа, что привело к образованию здесь преимущественно датолитовой минерализации.

В связи с тождественными по химизму интрузиями, но в разных по основности вмещающих средах может появляться либо датолит, либо данбурит. Примером служит четкое обособление в локализации датолитового и данбуритового оруденения на месторождении Дальнего Востока, генетически связанном предположительно с интрузией гранитоидов. Датолит здесь приурочен к скарнам, развитым по известнякам, а данбурит — к скарнам, замстившим толщу карбонатно-силикатных пород, представленную чередованием известняков, алевролитов, песчаников. Такое распределение свидетельствует о существенной роли химизма вмещающей среды, выражающейся в приуроченности данбурита к породам, в которых минералообразующие растворы имели более высокий химический потенциал кремния и низкий — кальция по сравнению с участками локализации датолита.

Образование разнотипной боросиликатной (датолитовой или данбуритовой) минерализации в зависимости от изменения режима кислотности — щелочности растворов, обусловленного влиянием химизма материнских интрузий, удобно рассмотреть на примерах месторождений, борное оруденение в которых локализуется преимущественно в сходных

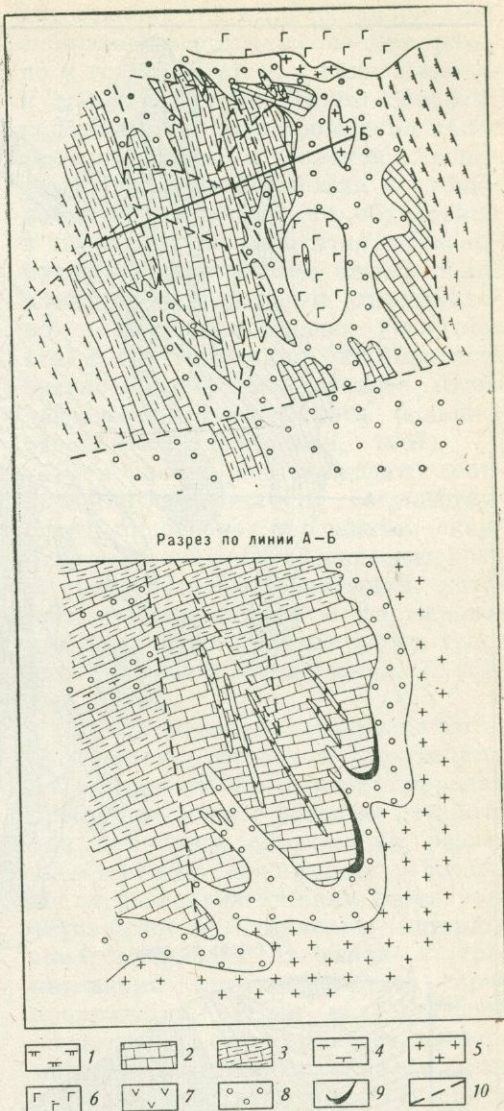
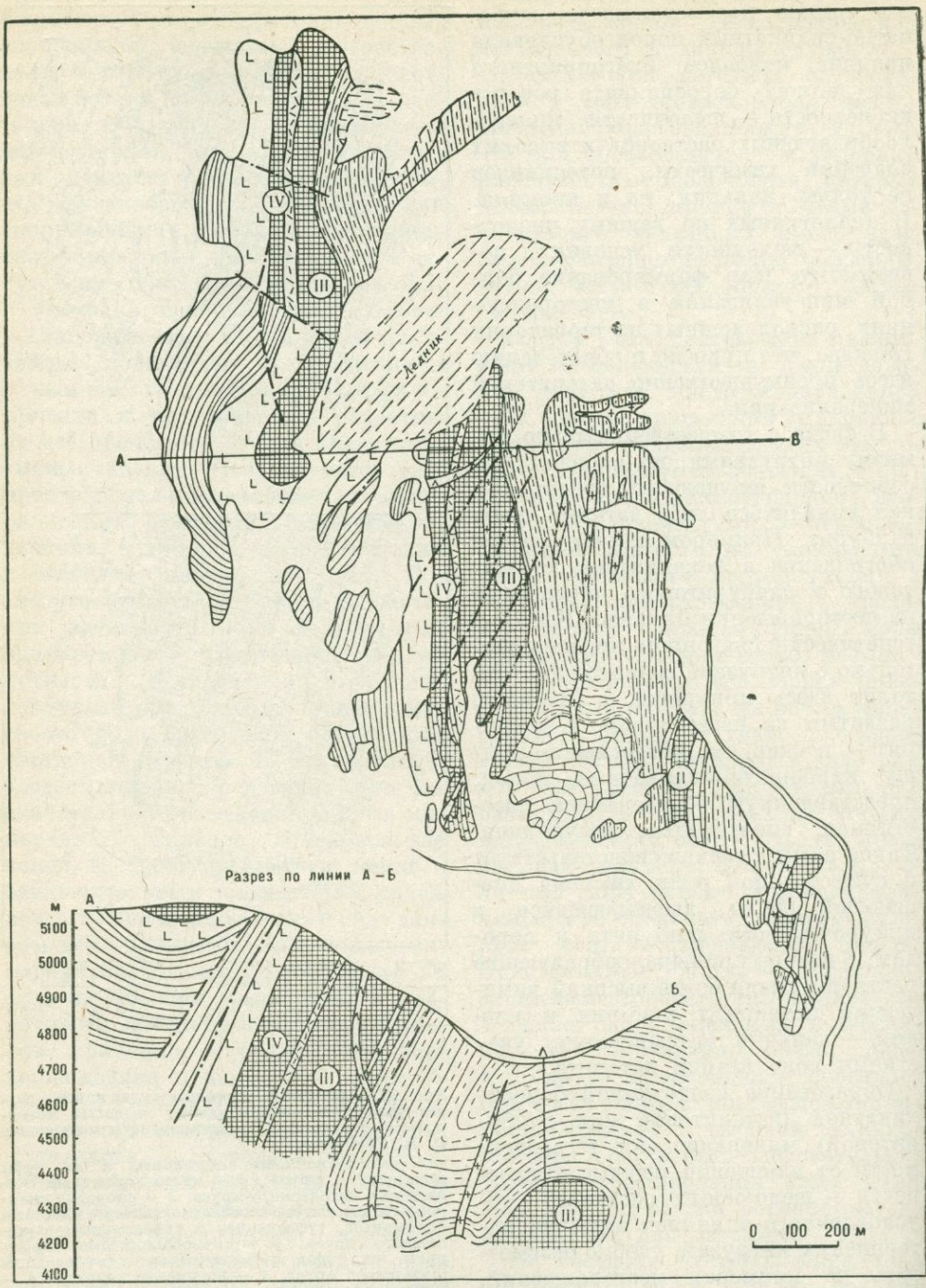


Рис. 25. Схематическая геологическая карта и разрез уральского месторождения медистых магнетитов с датолитом (с использованием материалов Г. Л. Гомберга).

1 — роговообманковые порфириды и их туфы эйфельского яруса; 2 — мраморизованные известняки эйфельского яруса; 3 — слоистые скарноиды с датолитом, переслаивающиеся с пластами порфиридов, туфосланцев и туфопесчаников живетского яруса; 4 — роговообманковые порфириды, их туфы, туфосланцы и туфопесчаники живетского яруса; 5 — кварцевые диориты; 6 — габбро-диориты; 7 — диабазовые порфириды и лампрофиры; 8 — скарны и эпидозиты; 9 — медистые магнетиты; 10 — тектонические нарушения



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13

по литологии и идентичных по основности вмещающих породах. К ним относятся месторождения боросиликатов, приуроченные к пачкам скарноидов: среднеазиатское (рис. 26), уральское (см. рис. 25), кавказское, сибирское. Во всех этих месторождениях борная минерализация локализуется в слоистых скарноидах, представляющих перемежаемость тонких слоев известняков, сланцев, песчаников, эффузивов, туфов, аргиллитов, алевролитов, по которым развито ороговикование и скарнирование.

Борное оруденение на среднеазиатском месторождении представлено преимущественно данбуритом, а на всех остальных — датолитом. Оруденение среднеазиатского месторождения генетически связано с гранитным комплексом кислого состава (сланяные и роговообманковые лейкократовые граниты), что послужило основой для интенсивного развития здесь стадии возрастающей кислотности, благоприятной для формирования данбурита и сравнительно слабого проявления стадии понижающейся кислотности, в которую образуются датолит. Образование датолита в более щелочной среде по сравнению с данбуритом доказано экспериментально (Барсуков, Дерюгина, 1961).

Уральское месторождение генетически связано с интрузией гранитоидов габбро-гранитной формации, представленных в основном кварце-

выми диоритами и габбро-диоритами; сибирское месторождение приурочено к граносиенитам, а кавказское — к трахилипаритам. Таким образом, перечисленные месторождения генетически связаны с гранитоидами повышенной основности или с субщелочными разностями, что обусловило в постмагматический этап преобладающее развитие здесь стадии понижающейся кислотности (относительно стадии возрастающей кислотности) и соответственно благоприятствовало образованию датолита, отличающегося от данбурита большей основностью (Жариков, 1967).

Этот вывод подтверждают соотношения железистости сосуществующих пироксенов и гранатов скарноидов и скарнов среднеазиатского и уральского месторождений, которые свидетельствуют о формировании среднеазиатских скарнов в условиях большей кислотности (Лисичин, 1972).

Следовательно, в сходных по литологическому составу и идентичных по основности вмещающих породах преимущественное развитие датолита или данбурита объясняется различием в режиме кислотности — щелочности постмагматических растворов, обусловленных химизмом материнских интрузий. В связи с гранитоидами кислого состава ярче проявляется стадия возрастающей кислотности, что приводит к формированию главным образом кислотофильного данбурита. В связи с гранитоидами среднего и субщелочного состава интенсивнее развивается стадия понижающейся кислотности и образуется преимущественно относительно более щелочной датолит.

Высокотемпературное боратовое оруденение магнезиальных скарнов происходит в раннюю щелочную стадию на фоне понижающейся щелочности растворов. Кислотно-основная характеристика людвигита, суанита,

Рис. 26. Геологическая схема данбуритового месторождения (по материалам И. П. Шаповалова). 1 — аллювий; 2 — ледник; 3 — песчано-сланцевые отложения верхнего триаса; 4 — известняки с прослоями мергелей, доломитовых известняков, кремнистых сланцев триаса; 5 — туфы, туфопесчаники и кремнистые сланцы верхней перми; 6 — известняки с прослоями кремнистых сланцев верхней перми; 7 — диабазовые порфириты и диабазы нижней перми; 8 — песчано-сланцевые отложения нижней перми; 9 — боросиликатные скарново-рудные тела (и их номера); 10 — дайки гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, граносиенит-порфиров; 11 — дайки диоритовых порфиритов; 12 — дайки диабазов; 13 — тектонические нарушения

котоита, флюоборита свидетельствует об их выделении в слабощелочных (близких к нейтральным) условиях (Жариков, 1967). По времени высокотемпературное боратовое оруденение близко к известковоскарновому замещению магниезальных скарнов, проявляющемуся в гипабиссальных условиях.

Физико-химические условия образования борной минерализации, связанной с сопряженным процессом известковоскарнового замещения магниезальных скарнов и кальцифиров, в общем плане аналогичны тем условиям, которыми характеризуются скарновые месторождения бора гипабиссальной фации. Расчеты условных потенциалов ионизации борных минералов, характерных для апомагнезиальных известковых скарнов, а также их взаимоотношения между собой и другими минералами скарнов показывают, что харкерит, сахаит и курчатовит образовывались в условиях, близких к нейтральным, непосредственно сменяя известковое скарнообразование. Боркарит, канит, роунт выделялись подобно боросиликатам на стадии кислотного выщелачивания в слабокислых или кислых условиях.

Активность бора существенно влияет на образование тех или иных парагенезисов борных минералов. Высокая его активность служит, кроме того, одним из указаний на благоприятные условия для возникновения высококачественного борного оруденения. Рассмотрение смены минеральных парагенезисов боратов в зависимости от изменения активностей бора и воды (Перцев, 1971; Малинко, 1974) свидетельствует о том, что большая активность бора в высокотемпературных условиях приводит к выделению безводных боратов — суанита, курчатовита, кальциборита, а с понижением температуры и одновременным повышением активности воды образуются

водные метабораты кальция. С уменьшением активности бора формируются котоит и людвигит. Дальнейшее уменьшение температуры растворов при увеличении активности воды приводит к выделению сахаита и харкерита.

Следует отметить, что кислотнощелочной режим борносных гидротермальных растворов, их температура, а также высокая подвижность борных соединений определяют локализацию боросиликатов и боратов преимущественно во внешних зонах скарнов, в кальцифирах, скарноидах или скарнированных мраморах, разумеется, при наличии соответствующих рудоподводящих и рудовмещающих структур. Именно эти участки характеризуются сравнительно высокой основностью и наименьшей прогретостью, что способствует нейтрализации кислых борсодержащих растворов и выделению главной массы борных минералов в условиях средних температур.

ПОИСКОВЫЕ И ОЦЕНОЧНЫЕ КРИТЕРИИ СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОРА

Для формирования крупных скарновых месторождений бора необходимы пачки, пласты, линзы карбонатных пород, измеряемые по простиранию первыми километрами и мощностью в десятки и сотни метров. Такие условия характерны для широких экзоконтактовых зон гранитоидных интрузивов в гипабиссальной фации или для глубинных гнейсовых комплексов, где карбонатные породы заключены среди мигматитов. Менее благоприятны внутренние зоны интрузивов, где скарнированными могут быть ксенолиты карбонатных или силикатно-карбонатных пород. В этом случае образование скарнов носит локальный характер, причем небольшие по размерам ксенолиты могут быть настолько ин-

тенсивно гранитизированы, что продуктивных для борного оруденения внешних зон скарнов может не сохраниться или они будут малы по размерам.

Однородность известняков или их частая и тонкая переслаиваемость с силикатными породами способствует развитию мощных скарновых зон или пачек скарноидов, что создает благоприятные условия для формирования известковоскарновых месторождений боросиликатов. Для образования промышленных магнезиальноскарновых месторождений бора необходима большая однородность замещаемых карбонатных пород, что существенно влияет на развитие внешних, наиболее продуктивных для боратowego оруденения скарновых зон. В этом случае чередование прослоев карбонатных и силикатных пород приводит при интенсивном инфильтрационном процессе магматической стадии к разрастанию малопродуктивных для борного оруденения внутренних зон скарнов и околоскарновых пород за счет замещения ими внешних зон (Шабынин, 1961₁).

Просачивание растворов в породы, приводящее к образованию скарнов в направлении простирания или восстания карбонатных пластов, способствует развитию большей мощности скарнов (скарноидов), особенно продуктивных для борного оруденения внешних зон, по сравнению с просачиванием растворов поперек слоистости. Это в равной мере относится к экзоконтактам гранитоидных интрузивов и зонам глубинной мигматизации пород. Направление просачивания растворов устанавливается по расположению зон метасоматической колонки, границы между которыми в общем случае перпендикулярны течению растворов. При этом, особенно в условиях гипабиссальной фации, возможны значительные отклонения и осложнения строе-

ния метасоматических зон за счет боковой диффузии и тектонического фактора. Влияние направления просачивания растворов для формирования магнезиальных скарнов изучено Л. И. Шабыниным (1961₂).

Важное влияние на масштабы образования борной минерализации оказывает способ возникновения вмещающих ее скарнов — диффузионный или инфильтрационный. Диффузионные (биметасоматические) скарны — широко распространенные образования, но к ним принадлежат обычно сравнительно небольшие тела и соответствующие им масштабы оруденения. Контактво-инфильтрационные скарны являются наиболее крупными по масштабам образованиями, создающими мощные по запасам месторождения. Этот тип скарнов часто сопровождается и осложняется диффузией.

Существенно инфильтрационный характер известковых скарнов или интенсивное проявление диффузионного биметасоматоза на фоне активной инфильтрационной деятельности растворов способствует возникновению значительных месторождений боросиликатов (Лисицын, 1965; Лисицын, Владимирская, 1972). Широкое проявление инфильтрационного метасоматоза прогрессивной стадии метаморфизма, обуславливающего развитие мощных зон магнезиальных скарнов, и интенсивное проявление метасоматических процессов регрессивного метаморфизма содействуют формированию промышленных месторождений боратов.

Степень гранитизации пород, во многом определяемая тектоническим фактором предмагматической стадии, может существенно отразиться на масштабах скарнообразования и последующего борного оруденения, так как при интенсивном проявлении гранитизации вмещающих пород, особенно в участках развития дизъюнктивных нарушений, масса

карбонатных пород может быть сокращена или уничтожена.

Размеры скарнового месторождения зависят от формы контакта активного интрузива с вмещающими карбонатными породами. Наиболее благоприятны для разрастания продуктивных по оруденению внешних скарновых зон участки контакта, вогнутого в сторону интрузива; обычно это места провисания кровли. Причина этого хорошо объясняется с физико-химических позиций (Коржинский, 1948; Жариков, Власова, 1961).

Формирование известковых и магнезиальных бороносных скарнов происходит не только в непосредственных контактах с гранитоидами, но и в значительном удалении от них (на сотни метров и даже более 1 км). Особенно это характерно для крупных месторождений боросиликатов в известковых скарнах, которые лишены пространственной связи с массивами гранитоидов (при наличии даек жильных пород). Изучение и сравнение между собой генетических особенностей скарновых месторождений бора, отличающихся по минеральным типам, масштабам оруденения и степени концентрации борного ангидрида, позволяют наметить для них поисковые и оценочные критерии.

Главным условием при выборе территории для поисков скарновых месторождений бора должно быть наличие карбонатных пород в зонах воздействия гранитоидной магмы. Дальнейшая конкретизация поисков известково- или магнезиальноскарновых месторождений определяется литологическим составом карбонатных пород, степенью глубинности процесса скарирования и рядом других параметров.

В условиях гипабиссальной фации в известняках или известково-силикатных породах образуются известковоскарновые месторождения боро-

силикатов и боратов, а в существенно магнезиальных карбонатных породах — магнезиальноскарновые месторождения боратов. В условиях абиссальной фации формируются лишь магнезиальноскарновые месторождения бора, локализующиеся в доломитах и магнезитах.

Нахождение крупных известковоскарновых месторождений бора более вероятно в сравнительно слабо эродированных складчатых зонах. Такие условия характерны для районов проявления киммерийского и альпийского интрузивного магматизма в пределах мезо-кайнозойских складчатых областей, хотя и в более древних складчатых сооружениях при сочетании благоприятных факторов нельзя исключить возможность нахождения значительных известковоскарновых месторождений бора. Наиболее крупные магнезиальноскарновые месторождения типичны для районов проявления глубоинной региональной гранитизации докембрийских гнейсовых комплексов. В гипабиссальной фации в соответствии с меньшими масштабами и интенсивностью метасоматического процесса, вызванного интрузивной деятельностью преимущественно в палеозойское и мезозойское время, образуются менее крупные месторождения, которые при компактном расположении в пределах рудного поля могут иметь практическое значение.

Поиски наиболее крупных магнезиальноскарновых месторождений бора предпочтительнее сосредоточивать в районах проявления синорогенного гранитоидного магматизма в условиях абиссальной фации, а известковоскарновых — в районах развития поздне- и посторогенного гранитоидного магматизма в условиях малых и средних глубин. При этом в таких районах могут быть найдены и месторождения средних и мелких масштабов.

Скарновые месторождения бора генетически связаны с гранитоидным магматизмом. Гранитоиды, в экзо-контактных зонах которых расположены месторождения, чаще всего представлены гранитами (включая мигматитовые), гранодиоритами, диоритами, граносиенитами. Наиболее крупные известковоскарновые месторождения бора лишены непосредственной пространственной связи с массивами гранитоидов, но четко контролируются зонами разломов вблизи глубинных дизъюнктивных структур. Для полей развития скарновых борных месторождений характерно наличие даек жильных пород — порфириров, порфириров.

Породообразующие минералы известковоскарновых борных месторождений обычно представлены кроме кальцита гранатом андрадит-гроссулярового ряда, пироксеном диопсид-геденбергитовой серии, иногда авгитом, мангансалитом и мангангеденбергитом, волластонитом, реже везувианом, бустамитом. Из более поздних минералов, замещающих скарновые, часто присутствуют эпидот, хлорит, кальцит, кварц, иногда пектолит, апофиллит, таумасит.

Первичные породообразующие минералы магнезиальноскарновых борных месторождений, слагающие магнезиальные скарны и кальцифиры, представлены кроме карбонатов пироксеном (фассаитом, диопсидом), шпинелью, форстеритом, периклазом, минералами группы гумита, флогопитом. Характерными апоскарновыми минералами являются амфиболы, скаполит, серпентин, брусит. Минералы известковых скарнов, замещающие магнезиальные скарны — пироксены, гранаты, везувиан, волластонит, — существенно отличаются по химическому составу от подобных им минералов известковоскарновой формации (Шабынин, 1973). Кроме них здесь встречаются монтичеллит и свабит.

Борные минералы известковоскарновых месторождений представлены боросиликатами — датолитом и данбурином; бороалюмосиликатами — аксинитом и турмалином; боратами кальция — кальциборитом, фроловином, нифонтовитом, коржинским, сибирским, уралборитом, вимситом, пентагидроборитом, норденшельдином. В боросиликатных месторождениях боросиликаты и алюмоборосиликаты встречаются совместно, обычно с преобладанием датолита или данбурита; нередко борная минерализация в них представлена только датолитом. Турмалин для этих месторождений не характерен.

Наблюдается определенная зональность в распределении борных минералов, которая зависит от химического состава вмещающих пород и некоторых физико-химических факторов постскарнового процесса. Так, аксинит и турмалин локализуются обычно в богатых глиноземом, железом и магнием песчано-сланцевых, эффузивных, интрузивных и околоскарновых породах, а также в роговиках, скарноидах, зонах эндоскарнов и в крайне незначительных количествах — в экзоскарнах, что соответствует условию инертности глинозема в послемагматическом процессе. Данбурит и датолит локализуются в породах, богатых кальцием и кремнием, преимущественно в экзоскарнах, скарноидах и известково-кремнистых сланцах, иногда в волластонит-пироксеновых или полевошпат-пироксеновых роговиках.

При этом условия концентрации данбурита отличаются от таковых для датолита повышенным химическим потенциалом кремния и пониженным потенциалом кальция вмещающей среды. Это в определенной мере подтверждается различием в железистости скарнов, где локализуется преимущественно датолит или данбурит. Известно, что в известковоскарновых месторождениях

железистость апокарбонатных скарновых минералов обычно более высокая по сравнению с апоалюмосиликатными. Исследования железистости гранатов и пироксенов на одном из промышленных месторождений боросиликатов показали, что в участках развития относительно маложелезистых скарнов с железистостью гранатов менее 50%, а пироксенов менее 45% преимущественно распространены данбуритовые руды, а в зонах развития более железистых скарнов в рудах датолит превалирует над данбуритом (Лисицын, Владимирская, 1972).

Кальциевые бораты в известково-скарновых месторождениях локализуются в слабо скарнированных известняках, примыкающих к зонам скарнов пироксен-гранатового состава.

Борные минералы магнезиально-скарновых месторождений представлены железом-магниевым боратом — людвигитом, магниевыми боратами — суанитом, котоитом, ссайбелиитом, флюоборитом, варвикитом, которые обычно локализуются во внешних (форстеритовых) зонах скарнов, в кальцифирах и мраморах. При развитии известковоскарнового процесса по магнезиальным скарнам и кальцифирам появляются бораты и карбонат-бораты кальция, магния и марганца — курчатовит, роут, сахит, харкерит, боркарит, канит, солонгоит и некоторые другие кальциевые бораты. Локализуются эти минералы в кальцифирах. Турмалин и аксинит встречаются в кальцифирах и скарнах, но чаще в околоскарновых пироксен-полевошпатовых породах.

В большинстве случаев для промышленных известково- и магнезиально-скарновых месторождений бора характерно отсутствие существенной рудной минерализации или тесной пространственной ассоциации металлического и борного оруденения.

Высокая активность бора в постмагматических растворах служит одним из благоприятных условий формирования борного оруденения в отношении его качества. Признаками высокой активности бора в растворах являются определенные парагенетические минеральные ассоциации: людвигита или суанита с клинопироксеном (Маракушев, 1965), периклаза, брусита или магнезиального карбоната с магнетитом и магнезиальным людвигитом, кальцита с суанитом (Перцев, 1971), аксинита с датолитом (Куршакова, 1968), кальциборита с кальцитом, курчатовита с котоитом (Малинко, 1974).

Другим фактором, способствующим появлению значительных концентраций борных минералов, является также сравнительно слабое проявление или полное отсутствие грейзенов, нередко развивающихся по скарнам в условиях гипабиссальной фации и сокращающих или уничтожающих породы, продуктивные для борного рудопроявления. В связи с инфильтрационным характером оруденения скарнов масштаб образования борной минерализации определяется также тектоническим фактором. Большая степень развития постскарновых (или возобновления активности доскарновых) дизъюнктивных нарушений (разломы, зоны трещиноватости, дробления) создает лучшую возможность для проникновения легкоподвижных и способных далеко мигрировать бороносных растворов. Но при этом следует иметь в виду, что чрезмерно интенсивное развитие тектонического фактора в постскарновый этап содействует сокращению продуктивных для борной минерализации пород, а в пострудный этап может привести к частичному или полному уничтожению борных руд за счет замещения борных минералов в магнезиально-скарновых месторождениях бруситом, серпентином, кальцитом.

а в известковоскарновых — кварцем, кальцитом. В гипергенных условиях бораты, а иногда и боросиликаты разлагаются с выносом и рассеянием бора.

О потенциальной бороносности скарнов в пределах оцениваемого района можно судить по коэффициентам бороносности, т. е. по отношению средних содержаний бора в скарнах и слагающих их минералах с относительно повышенной бороносностью к средним содержаниям элемента в аналогичных породах и минералах с низкими его концентрациями. Вероятность нахождения в скарнах борной минерализации характеризуется коэффициентом бороносности пород или минералов около 4.

Общий температурный диапазон выделения боратов и боросиликатов скарновых месторождений 500—100° С свидетельствует о возможности локализации борных минералов на участках развития высоко-, средне- и низкотемпературной минерализации.

При поисках скарновых месторождений бора следует помнить, что скарны не всегда имеют выходы на дневную поверхность, о их возможном присутствии на глубине удается судить косвенно по наличию осветленных карбонатных пород, их мраморизации, присутствию минерализованных мраморов или кальцифиров, брусита или серпентина в мраморах. Нужно учитывать также, что

эрозионный срез может вскрыть, особенно в ксенолитах карбонатных тел, лишь тыловые зоны скарнов, а внешние (продуктивные) зоны будут находиться на глубине. Кроме того, скарнирование и борное оруденение могут быть проявлены только в отдельных участках карбонатных контактов, а не по всей их поверхности.

Скарны, кальцифиры, слегка скарнированные породы можно спутать по внешнему виду с метаморфическими породами аналогичного состава. Поэтому при поисках скарновых месторождений бора следует внимательно относиться к наблюдениям за зональностью, закономерное строение которой свидетельствует о метасоматической природе изучаемых пород. Наконец, следует иметь в виду трудность диагностики большинства борных минералов и руководствоваться при этом указаниями, изложенными в соответствующих методических пособиях (Малахов, 1959; Шабьнин, Перцев, Малинко, 1964).

Критерии поисков и оценки при наличии апомагнезиальных известковых скарнов борного оруденения должны определяться главным образом особенностями тех процессов, с которыми связано его появление. При этом необходимо учитывать результаты предшествующих или наложенных метасоматических процессов, которые могут влиять на масштабы борного оруденения и качество руд.

ФОРМАЦИИ МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Эндогенные проявления молибдена встречаются в месторождениях многих генетических типов. Однако в пегматитовых, карбонатитовых, альбититовых, грейзеновых, вольфрам-оловянных и колчеданных месторождениях молибден не образует промышленных концентраций и лишь иногда является попутным полезным компонентом. Промышленный молибден сосредоточен в кварцевых жилах, штокверках, брекчиевых трубках, грейзеновых и скарновых залежах. Это руды жильного, прожилково-вкрапленного и брекчиевого характера, не только монометалльные, но и комплексные медно-молибденовые и вольфрам-молибденовые.

Крупные экзогенные концентрации молибдена известны в углях, углисто-глинистых и углисто-кремнистых сланцах, а также в твердых нефтебитумах. Здесь молибден связан с органическим веществом и обычно ассоциирует с ванадием, ураном, германием. Содержания молибдена в таких месторождениях невысокие, а из-за относительно сложной технологии извлечения полезных компонентов эти месторождения пока слабо вовлекаются в эксплуатацию и представляют собой резерв будущего.

Практика работ в СССР и за рубежом показала, что промышленные запасы молибдена сосредоточены в месторождениях трех рудных формаций: вольфрам-молибденовой, молибденовой и медно-молибденовой. При этом современный уровень производства молибдена может быть обеспечен за счет разработки крупных штокверковых и отчасти скарновых

месторождений. Ограниченность запасов молибдена в жильных месторождениях, хотя они и характеризуются более богатыми рудами, не позволяет решать эту проблему за счет этих руд.

Ориентировочными параметрами месторождений рентабельной отработки являются следующие:

Запасы Мо, тыс. т	Содержание Мо, %
10—25	0,25—0,4
25—50	0,20—0,25
50—100	0,15—0,20
Более 100	0,08—0,15

Подземная отработка жильных месторождений может быть целесообразна при содержании молибдена в товарной руде не ниже 0,4—0,8% в зависимости от масштаба добычи и переработки, однако такие месторождения встречаются редко.

При относительной простоте выявления молибденового оруденения с помощью геохимических методов оценка его без определенного объема горных и буровых работ, требующих значительных затрат, весьма затруднительна. Поэтому предварительная разведка выявляемых рудопроявлений и геохимических аномалий на основе твердо установленных геологических, минералогических, геохимических и геофизических критериев имеет очень большое значение, поскольку позволяет целенаправленно производить поисково-оценочные и разведочные работы, повышая тем самым эффективность геологоразведочных работ.

ВОЛЬФРАМ-МОЛИБДЕНОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Месторождения вольфрам-молибденовой формации содержат около 35% всех учтенных запасов молибдена. Основными рудными минералами этих месторождений являются молибденит, вольфрамит или шеелит, промышленное значение которых примерно равно, однако в большинстве месторождений один из них преобладает. При комплексной переработке руд попутно с главными рудными компонентами могут извлекаться висмутин, флюорит, сульфиды меди, иногда касситерит. В молибдените присутствует рений, содержания которого обычно не превышают 30 г/т, достигая на отдельных месторождениях 100—130 г/т, что уже может иметь промышленное значение при большом масштабе разработки месторождений. На некоторых месторождениях в вольфрамите концентрируются такие ценные элементы, как тантал и скандий.

Главным морфологическим типом вольфрам-молибденовых месторождений является штокверковый. В его отдельных представителях запасы вольфрама и молибдена достигают многих сотен тысяч тонн при содержании в рудах от сотых долей процента до 0,1—0,12%. Не менее многочисленны жильные месторождения, однако промышленных среди них немного. Запасы вольфрама и молибдена в жильных месторождениях редко достигают 15—20 тыс. т при содержании полезных компонентов в жильной массе до 0,5—1,0%.

Еще реже встречаются вольфрам-молибденовые месторождения в скарных, характеризующиеся рудными телами пласто-, линзообразной, седловидной и более сложной формами. Размеры таких месторождений могут быть вполне сопоставимы с крупными штокверками. Вольфрам в них и по запасам, и по содержанию в руде обычно преобладает над молибденом.

Пространственно и генетически вольфрам-молибденное оруденение связано с плутонами лейкократовых гранитов. При этом большая часть оруденения находится над апикальными частями плутонов, в их экзоконтактных зонах мощностью до 1000—1500 м, мощность же рудоносных эндоконтактных зон обычно не превышает 200—300 м. Образование рудоносных гранитов происходило вслед за субсеквентным развитием складчатых областей или в условиях активизации тектоно-магматических процессов на платформах и в областях завершенной складчатости. Примерами вольфрам-молибденовых месторождений являются: в СССР — Тырныаузское на Кавказе; Джанетское, Коктенкольское, Бытыстауское, Караобинское и др. в Центральном Казахстане; Джидинское, Булуктайское, Бом-Горхонское, Орекитканское в Западном Забайкалье; за рубежом — Серро-Асперо и Серро-Асперезис в Аргентине. Последние материалы свидетельствуют о том, что месторождение Клаймакс (США) характеризуется некоторыми чертами, сближающими его с вольфрам-молибденовыми месторождениями (Многократная интрузия..., 1973).

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОЗИЦИИ

Оруденение рассматриваемой формации распространено по южной окраине Скифской платформы на Кавказе, в области герцинид и их каледонском обрамлении в Центральном Казахстане, в байкалидах и каледонидах Западного Забайкалья, в допалеозойском фундаменте Южно-Американской платформы, а также в Катазии (КНР), находящейся в юго-восточной части Южно-Китайской платформы.

На северном склоне Главного Кавказского хребта проявления молибдена распространены в ассоциации с арсенопиритом, шеелитом, касситеритом, золотом и антимонитом. Наиболее известное Тырнаузское месторождение находится в Пшекиш-Тырнаузской тектонической зоне запад-северо-западного простирания, пересекающей краевую часть эпигерцинской Скифской платформы (Покалов, 1972).

Первые определения абсолютного возраста тырнаузских гранитоидов, произведенные И. Т. Гурвичем на материалах Г. Д. Афанасьева, показали для биотитовых гранитов (эльджуртинских) 6—12 млн. лет. Позднее А. Л. Хуцаидзе для них же назвал интервал в 1—4 млн. лет и, наконец, данные А. М. Борсука, М. М. Аракелянца и Л. Л. Шанина (1972 г.) показали 20 млн. лет для дорудных лейкократовых гранитов массива Паук и 1,8—2 млн. лет для эльджуртинских гранитов.

Распространение тырнаузских гранитоидов по существу ограничено пределами Тырнаузского рудного поля. Они образовались, вероятно, в результате воздействия на Пшекиш-Тырнаузскую зону другой региональной структуры — меридиональной тектонической зоны, вызвавшей перегиб структур общекавказского направления и развитие молодых изверженных пород в районе Кавказских Минеральных Вод. Таким образом, данные по определению абсолютного возраста тырнаузских гранитоидов и их геологическая позиция позволяют связывать образование Тырнаузского месторождения с процессами мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации южной окраины Скифской платформы.

Западное Забайкалье. На территории, прилегающей к оз. Байкал, развиты байкалиды, а к югу

и юго-востоку от них располагается область каледонской складчатости. В мезозое в континентальных условиях байкалиды и каледониды подвергались сложным тектоническим изменениям и насыщались разнообразными магматическими продуктами. Триас характеризовался интенсивной вулканической деятельностью и образованием пологих прогибов, заполнявшихся вулканогенным материалом. Наиболее ранними являются различные андезитовые порфириты, их туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты и мелафиры, объединяемые в петропавловскую свиту. Позднее образовались эффузивы щелочного состава — трахиты, ортофиры, кератофиры, полевошпатовые порфириты, выделяемые в цаган-хуртейскую свиту.

Вулканогенные породы триаса прорваны интрузивами гранитоидов — щелочными рибекитовыми и эгиририбекитовыми гранитами и граносиенитами малокуналейского комплекса, которые, возможно, являются комаматами щелочных эффузивов, и более поздними лейкократовыми гранитами гуджирского комплекса. С последними ассоциирует вольфрам-молибденовое оруденение.

Лейкократовые граниты и связанное с ними вольфрам-молибденовое оруденение широко распространены в бассейне р. Джиды, откуда прослеживаются на восток до бассейнов рек Чикоя и Уды и далее на северо-восток в бассейны верхнего течения Витима, Нерчи, Тунгира. Граниты и оруденение тяготеют к зонам крупных разломов, к контактам разновозрастных комплексов пород, зонам контактов древних интрузивов с вмещающими их осадочными и метаморфическими породами, зонам повышенной трещиноватости в ядрах антиклинальных структур.

Разрывные нарушения, контролируемые рудоносные граниты, имеют разную ориентировку в простран-

стве. На западе Джидинского района это преимущественно разломы северо-западного простирания, согласные с простиранием Джидинского синклинория, хотя и пересекающие под острым углом его складчатые структуры. В других районах продуктивные граниты контролируются главным образом нарушениями северо-восточного простирания, а также их пересечениями с нарушениями иных направлений — близмеридионального, северо-западного и близширотного. Нередко плутоны без видимой связи с разрывными нарушениями группируются в четко обозначенные цепочки, что свидетельствует об их контроле скрытыми разломами.

А р г е н т и н а. В провинции Кордова лейкократовые граниты палеозойского возраста, с которыми ассоциируют вольфрам-молибденовые месторождения Серро-Асперезис и Серро-Асперо, прорывают гнейсы и кристаллические сланцы докембрийского фундамента Южно-Американской платформы.

Ц е н т р а л ь н ы й К а з а х с т а н. Широко развитые в Центральном Казахстане позднепермские вольфрам-молибденовые месторождения ассоциируют с лейкократовыми гранитами акчатауского комплекса, которые 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 расположенных к югу от него каледонских складчатых структур с герцинскими структурами Джунгаро-Балхашья; 2) в Успенской зоне смятия, развившейся по

северной окраине Жаман-Сарысуйского антиклинория; 3) в Караоба-Шалгинской зоне разломов, приуроченной к осевой части каледонского синклинория, расположенного между Чуилийским и Чажогай-Атасуйским каледонскими антиклинориями; 4) в Токрауском и Северо-Балхашском герцинских синклинориях; 5) в зоне Центрально-Казахстанского разлома, рассекающего 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. При этом акчатауские граниты могут рассматриваться как проявления субсеквентного магматизма герцинид, а в участках земной коры каледонской консолидации они были индуцированы движениями, развивавшимися в герцинидах.

Ю ж н ы й У р а л. В восточной части Южного Урала известны месторождения и рудопроявления, аналогичные вольфрам-молибденовым месторождениям Центрального Казахстана. Они распространены в восточной части Оренбургской, на западе Кустанайской и в Актюбинской областях. Эта территория относится к Уральской складчатой системе, развивавшейся в позднем протерозое и палеозое на древнем основании. Чередующиеся здесь геантиклинальные и геосинклинальные структурно-фациальные зоны характеризуются чертами значительного сходства, обусловленного однотипностью слагающих их геологических формаций. Вместе с этим эвгеосинклинальное развитие этих зон происходило не одновременно, а как бы мигрируя во времени с запада на восток, что и создало сложную

картину развития магматизма в этом регионе. И если плутоны выделенных здесь плагиигранитной и гранодиоритовой формаций распространены более или менее равномерно во всех структурно-фациальных зонах с постепенным омоложением их возраста с запада на восток, то плутоны гранитной формации, с которыми связано вольфрам-молибденовое оруденение, образуют широкий, но достаточно отчетливо выраженный пояс, который протягивается из южной части Западно-Мугоджарского мегасинклинория на северо-северо-восток в Зауральское поднятие, пересекая под острым углом Мугоджарский мегантиклинорий и Прииргизский мегасинклинорий. Протяженность пояса свыше 600 км при ширине в средней части 100 км. Средняя часть пояса характеризуется наибольшей концентрацией гранитных плутонов, в краевых частях их количество сокращается, и площади выхода на дневную поверхность уменьшаются. Плутоны рассекают образования плагиигранитной и гранодиоритовой формаций, прорывают и метаморфизуют отложения виле-намюрского возраста во многих местах разных структурно-фациальных зон. Таким образом, граниты, с которыми связано вольфрам-молибденовое оруденение Южного Урала, образуют пояс, занимающий секущее положение по отношению к уралам.

Во всех рассмотренных регионах рудоносные плутоны контролируются разрывными нарушениями, различными по ориентировке, времени заложения и происхождению. Это зоны крупных разломов, тектонических швов, контактов пород разного происхождения, скрытых разломов, повышенной трещиноватости в осевых частях складчатых структур. Граниты и оруденение формировались в условиях заметного тангенциального растяжения земной коры, и распространение их нередко носит

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

МАГМАТИЗМ

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

Вследствие развития магматического процесса в несколько фаз рассматриваемые плутоны имеют сложное внутреннее строение, хотя слагающие их разности гранитов близки по минеральному и химическому составу. Преобладают лейкократовые граниты с крупно- и среднезернистой, иногда порфировидной структурой, которые в краевых частях массивов постепенно сменяются мелкозернистыми порфировидными разностями. Среди этих гранитов залегают сложные, часто многослойные тела средне- и мелкозернистых порфировых гранитов II фазы. Породы I и II фаз прорваны дайками аплитов, гранит-порфиров, микрогранитов, диоритовых порфиритов и лампрофиров. В составе гранитов преобладает калиевый полевой шпат (30—55%), меньше содержится кварца (25—40%) и плагиоклаза (12—30%), из темноцветных минералов присутствует только биотит (до 2—

ТАБЛИЦА 20. СОСТАВЫ КАЛИ-НАТРОВЫХ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ И ТЕМПЕРАТУРЫ УСТАНОВЛЕНИЯ РАВНОВЕСИЯ МЕЖДУ ПОЛЕВОШПАТОВЫМИ ФАЗАМИ

Порода, место взятия образца	Содержания, %			Молекулярный состав, %			Аб/Ор	Аб/Пл	t, °С
	К ₂ О	Na ₂ О	СаО	Ор	Аб	Ан			
Среднезернистый порфировидный лейкократовый гранит, Коктенкольский плутон	11,70	3,27	0,37	67,76	28,96	3,28	29,0	78	560
Крупнозернистый лейкократовый гранит, Восточно-Коунрадский плутон	8,63	3,21	0,25	63,0	34,0	3,0	35,0	73	595
Аляскитовый гранит, Баянаульский плутон	7,32	3,86	1,20	48,1	38,8	13,1	38,8	85	595
Крупнозернистый аляскитовый гранит, Баянаульский плутон	8,32	4,48	0,44	53,0	44,0	3,0	44,0	86	610

Примечание. Ор—ортоклаз, Аб—альбит, Ан—анортит, Пл—плагиоклаз.

4%). Соотношение породообразующих минералов изменяется в сторону увеличения калиевого полевого шпата и кварца за счет биотита и плагиоклаза в гранитах более поздних фаз, вплоть до образования аляскиотов.

Плагиоклаз представлен олигоклазом, состав которого колеблется в разных массивах от № 17 до № 27. Состав калиевого полевого шпата (табл. 20) позволяет сделать вывод (на основании двуполевошпатового геотермометра И. Д. Рябчикова) о том, что его затвердевание протекало в интервале температур 560—610° С. Биотит характеризуется сравнительно низкой железистостью — от 27 до 35% ($n_g = 1,620-1,630$), в редких случаях она повышается до 40% ($n_g = 1,635$). Химический состав биотита, приводимый В. К. Моничем (1957 г.) для Баянаульского массива лейкократовых гранитов,

показывает железистость 35%. Вместе с этим биотиту описываемых гранитов присущи высокие значения отношения суммы щелочных металлов к алюминию (табл. 21). Они колеблются от 0,53 до 0,86, что отвечает гранитам с несколько повышенной щелочностью третьей, четвертой и пятой групп из шести групп гранитов, выделенных А. А. Маракушевым и И. А. Тарариным (1965 г.). Очень высоки значения отношения калия к натрию, что свидетельствует о повышенной активности калия в магматическом процессе.

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

ТАБЛИЦА 21. СОДЕРЖАНИЯ ЩЕЛОЧЕЙ И АЛЮМИНИЯ В БИОТИТАХ ГРАНИТОВ.

ОКСИДЫ	1		2		3		4	
	Вес. %	Молек. кол-ва	Вес. %	Молек. кол-ва	Вес. %	Молек. кол-ва	Вес. %	Молек. кол-ва
K_2O	9,8	99	9,1	97	6,8	72	9,7	103
Na_2O	0,24	4	0,25	4	0,26	4	0,34	5
Al_2O_3	14,71	144	15,28	150	13,82	135	18,99	186
$\frac{K + Na}{Al}$	0,71		0,67		0,65		0,58	
$\frac{K}{Na}$	25,0		26,2		18,0		20,6	

1—мелкозернистый гранит, эндоконтактовая зона Коктенкольского плутона; 2—7 — крупнозернистый гранит, 6—Борлинский плутон, 7—Шотинский плутон; 8—крупнозернистый аля

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

Рудные элементы, характерные для вольфрам-молибденовых место-

рождений, в рассматриваемых гранитах содержатся в следующих количествах (в г/т): Mo 0,5—0,9; Sn 3,0—4,0; W 2,0; Pb 20,0; Cu 15,0. Содержания всех элементов близки их средним значениям для гранитов, по А. П. Виноградову; содержание молибдена заметно меньше.

В апикальных частях плутонов и их эндоконтактовых зонах по направлению к контактам с вмещающими породами в минеральном составе гранитов уменьшается содержание калиевого полевого шпата, пертитов в нем, биотита и увеличивается содержание кислого плагиоклаза; в химическом составе возрастает содержание натрия, рубидия и снижается — калия.

В экзоконтактах интрузивов на магматической стадии развивались процессы ороговикования, базификации и фельдшпатизации. Ороговикование наблюдается в зоне мощностью 300 м и более. Минеральные пара-

С КОТОРЫМИ СВЯЗАНЫ ВОЛЬФРАМ-МОЛИБДЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

5		6		7		8	
Вес. %	Молек. кол-ва	Вес. %	Молек. кол-ва	Вес. %	Молек. кол-ва	Вес. %	Молек. кол-ва
6,6	70	9,1	97	11,2	119	8,2	87
0,17	3	0,4	6	0,18	3	0,54	9
14,07	138	15,86	156	17,07	168	11,31	111
0,53		0,66		0,72		0,86	
23,3		16,1		40,0		9,6	

вернистый гранит: 2—Коктенкольский плутон, 3—Бентауатинский плутон, 4—Ортауский плутон скит, Баянаульский плутон.

генезисы роговиков отвечают следующим фациям контактового метаморфизма (от гранитов в сторону вмещающих пород): пироксен-роговиковой (0—15 м), амфиболитовой (15—100 м), эпидот-амфиболитовой (100—250 м) и зеленосланцевой (на расстоянии свыше 250 м).

Процесс базификации заключался в биотитизации (флогопитизации), местами амфиболитизации ороговикованных и неороговикованных пород и сопровождался выносом из них SiO_2 и привнесом Al, Ti, Fe, Ca, Mn, Mg, P, K, Na, Sr, V. Нередко он захватывал зону мощностью до 800—1000 м. Фельдшпатизация выразилась в образовании многочисленных полевошатовых прожилков, число которых по мере удаления от гранитов постепенно сокращается, и на расстоянии свыше 300—500 м они встречаются редко. Мощность прожилков обычно не превышает 1,0—1,5 см; на 95—96% они сложены

калиевым полевым шпатом, в небольших количествах присутствуют альбит-олигоклаз, биотит и кварц. Калиевый полевой шпат корродируется плагиоклазом с выделением мirmekитов.

Охарактеризованные экзоконтактовые изменения в сочетании с лейкократовыми гранитами эндоконтактовых зон плутонов являются показателем преобладающей роли инфильтрации в процессе взаимодействия магмы с вмещающими породами, вследствие чего большая часть компонентов, избыточных против котектического состава магмы, выносилась во вмещающие породы, производя базификацию последних.

Дайки аплитов, гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, монцит-порфиров, диоритовых порфиритов, сиенит-порфиров, лампрофиров и диабазовых порфиритов прорывают плутоны лейкократовых гранитов и залегают как в их пределах, так и

на значительном расстоянии от них. Общей закономерностью образования этих жильных пород являются последовательная смена во времени кислых разностей более основными: на Джидинском и Булуктайском месторождениях аплиты → гранит-порфиры → сиенит-порфиры и бостониты; на Коктенкольском месторождении апатиты → гранит-порфиры → диоритовые порфириты → спесартиты; на Байназарском и Мирбайкарском месторождениях (Щерба, 1960) аплиты → гранит-порфиры → граносиенит-порфиры → гранодиорит-порфиры → мондонит-порфиры → диоритовые порфириты → диабазовые порфириты.

По минеральному и химическому составу, а также структурно-текстурным особенностям породы, слагающие дайки на вольфрам-молибденовых месторождениях, во многом аналогичны породам, слагающим дайки на медно-молибденовых и молибденовых месторождениях. Для них, исключая аплиты и гранит-порфиры, характерны парагенетические ассоциации калиевого полевого шпата с лабрадором и пироксеном, андезином и роговой обманкой. По петрохимическим особенностям они относятся к ряду щелочноземельных пород, характеризующихся повышенной щелочностью.

ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

На месторождениях вольфрам-молибденовой формации послемагматическая минерализация четко подразделяется на дорудную, рудную и послерудную. Дорудные образования — это полевошпатовые метасоматиты, развивавшиеся по алюмосиликатным породам, главным образом по рудоносным гранитам, и известковые скарны, возникавшие преимущественно в карбонатных породах или в зонах контакта карбонат-

ных и алюмосиликатных пород. Рудные минеральные ассоциации связаны с кварцевыми и слюдисто-кварцевыми образованиями. Последрудные проявления представлены кварц-карбонатными, карбонатными и цеолитовыми прожилками.

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

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

ликтов кварца. Процесс альбитизации протекал с выносом из пород K, Ca, Mg, Fe и накоплением в них Na и Al.

По данным термометрии газожидких включений процессы альбитизации и калишпатизации протекали в интервале температур от 450 до 650° C.

Скарны с вольфрам-молибденовым оруденением развиты на Тырнаузском (Северный Кавказ), Смирновском (Южный Урал), Белорецком (Горный Алтай), Котнарском (Казахстан) и других месторождениях. Развивались они главным образом в зонах контактов карбонатных и алюмосиликатных пород; при этом скарнированию подвергались как карбонатные, так и алюмосиликатные породы. Обычными минеральными парагенезисами скарнов являются: гранат + пироксен, гранат + пироксен + везувиан, гранат + эпидот, гранат + эпидот + везувиан, гранат + пироксен + плагиоклаз, гранат + пироксен + волластонит, гранат + пироксен + плагиоклаз + волластонит.

Гранат представлен рядом гросуляр — андрадит, пироксен — рядом геденбергит — салит — диопсид. Эти парагенезисы свидетельствуют об известковом характере скарнов, среди которых, согласно В. А. Жарикову (1966), могут быть выделены следующие температурные фации (температуры даны для давления 100 кгс/см², что отвечает глубине около 4 км): пироксен-гранат-волластонитовая (550—800° C), пироксен-гранатовая (500—550° C), гранат-эпидотовая (400—500° C), пироксен-эпидотовая (400—450° C). Из выделяемых В. А. Жариковым фаций железистости в скарнах можно встретить следующие: диопсидовую, салитовую, геденбергитовую, андрадитовую.

Магнетит-кварцевые жилы и прожилки явля-

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

Молибденовая минерализация формировалась в несколько импульсов (2—3), о чем можно судить по пересечениям одних молибденит-кварцевых образований другими. Самые ранние молибденит-кварцевые прожилки часто сопровождаются вкрапленностью молибденита во вмещающих породах, которая иногда встречается и без видимой связи с прожилковыми образованиями. Ранний молибденит характеризуется крупнокристаллическими формами, местами сферолитового и розетчатого строения. Он ассоциирует с пиритом, рутилом, иногда кубанитом, заключенным в пирите. В более поздних молибденит-кварцевых проявлениях молибденит представлен мелкочешуйчатыми выделениями. При этом, как правило, не наблюдается его вкрапленности во вмещающих породах. Околожилные изменения обычно выражены слабой мусковитизацией вмещающих пород на самом контакте с жильным выполнением, и лишь на некоторых месторождениях (Восточно-Коунрадское) развиты слюдисто-кварцевые грейзены. По данным изучения декрепитации и гомогенизации газожидких включений в кварце температура образования раннего молибденита 370—430° C а позднего — 300—370° C.

Вольфрамовая минерализация развивалась вслед за

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

Температура образования вольфрамовой минерализации 280—350 °С. Г. И. Соболева экспериментально установила, что берилл кристаллизуется в результате взаимодействия бериллий-фторсодержащих растворов с калиевым полевым шпатом при $pH = 2,7-4,8$. Эти данные, а также наблюдающиеся явления замещения калиевого полевого шпата бериллом в вольфрамит-кварцевых жилах позволяют сделать вывод о том, что вольфрамовая минерализация отлагалась растворами кислого состава.

Кварцевые прожилки с пиритом и халькопиритом рассекают кварцевые образования с молибденовой и вольфрамовой минерализацией. Помимо названных минералов в них изредка встречаются молибденит и флюорит, на некоторых месторождениях присутствует магнетит. Соотношение рудных минералов и кварца в прожилках непостоянное — местами прожилки имеют преимущественно кварцевый состав, но чаще в них преобладает пирит или пирит с халькопиритом. В маломощных, волосовидных прожилках для кристаллов пирита, магнетита и халькопирита характерен резко уплотненный габитус. Вмещающие породы на контакте с этими прожилками

слабо серицитизированы. Температура их образования 250—300 °С.

Свинцово-цинковая минерализация завершает рудный процесс. Для нее характерна следующая минеральная ассоциация: сфалерит, пирит, галенит, халькопирит, борнит, минералы висмута и серебра, блеклая руда, редко золото; жильные минералы представлены мусковитом, кварцем и карбонатами — кальцитом, родохрозитом, анкеритом и сидеритом. Около жильных изменений вмещающих пород выражены серицитизацией, местами березитизацией; в том случае, когда в жильном выполнении преобладают карбонаты, вмещающие породы практически не изменены. Появление карбонатов свидетельствует о повышении щелочности гидротермальных растворов. Температура образования этой полиметалльной ассоциации 150—250 °С.

Заканчивался гидротермальный процесс образованием прожилков карбонатов (кальцит, родохрозит, анкерит, сидерит) и цеолитов (демин, шабазит, гейландит, ломонтит), которые отлагались низкотемпературными (50—180 °С) близнеутральными и щелочными растворами.

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И РУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ

Характер взаимоотношений оруденения с магматическими породами — наиболее надежный критерий, по которому можно судить о связях оруденения с магматизмом. Вольфрам-молибденовое оруденение тесно связано с апикальными частями вышеохарактеризованных плутонов лейкократовых гранитов, т. е. оно наложено на эти граниты. Значительно сложнее взаимоотношения оруденения с дайками, которые, согласно В. С. Коптеву-Дворникову, делятся на дайки первого этапа

(аплиты, аплит-пегматиты, гранит-порфиры) и дайки второго этапа (диоритовые порфиры, лампрофиры и некоторые другие разновидности). Так, на Караобинском месторождении ранние кварцевые жилы с молибденом отделены от более позднего молибден-вольфрамового оруденения внедрением даек гранит-порфиров (К. А. Абдрахманов и А. Н. 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 (М. М. Повилайтис, 1960 г.). На Коктенкольском месторождении автор неоднократно наблюдал, что дайки первого этапа — аплиты и гранит-порфиры — предшествуют рудной минерализации, но дайки диоритовых порфиров секут кварцевые прожилки с молибденовым и вольфрамовым оруденением, предшествуя, в свою очередь, свинцово-цинковому оруденению и прожилкам карбонатов и цеолитов.

Эти и им подобные взаимоотношения даек и оруденения прежде всего свидетельствуют о неполной завершенности магматического процесса в период рудообразования. Связь даек порфировых пород с молибден-вольфрамовым оруденением, вероятно, может рассматриваться как парагенетическая, т. е. и оруденение, и дайки — производные предшествовавшего их магматизма.

РУДНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И РУДНЫЕ ОРЕОЛЫ

Строение плутоногенных послемагматических месторождений во многом зависит от характера теплового ореола экзо- и эндоконтактных зон: его размеров, морфологии, вертикального размаха температурных

ступеней. В период рудообразования это определяется: а) количеством выделяемого тепла, обусловленного температурой плутона, его размерами и морфологией; б) механизмом теплопереноса, в котором существенную роль играют степень насыщенности магматического расплава летучими компонентами и конвективный теплообмен; в) составом и теплофизическими свойствами пород экзоконтакта; г) глубиной формирования оруденения.

Большое значение имеет также характер изменения теплового ореола в процессе рудоотложения. В соответствии с температурными ступенями теплового ореола вольфрам и висмут, отлагавшиеся в интервале 280—350° С, сосредоточены на верхних горизонтах и флангах месторождений, а основное молибденовое оруденение с температурой образования 300—430° С находится в их центральных нижних частях. На штокверках — это несовпадение максимумов рудных концентраций, на жильных месторождениях нередко мы имеем дело с их полным пространственным разобщением.

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

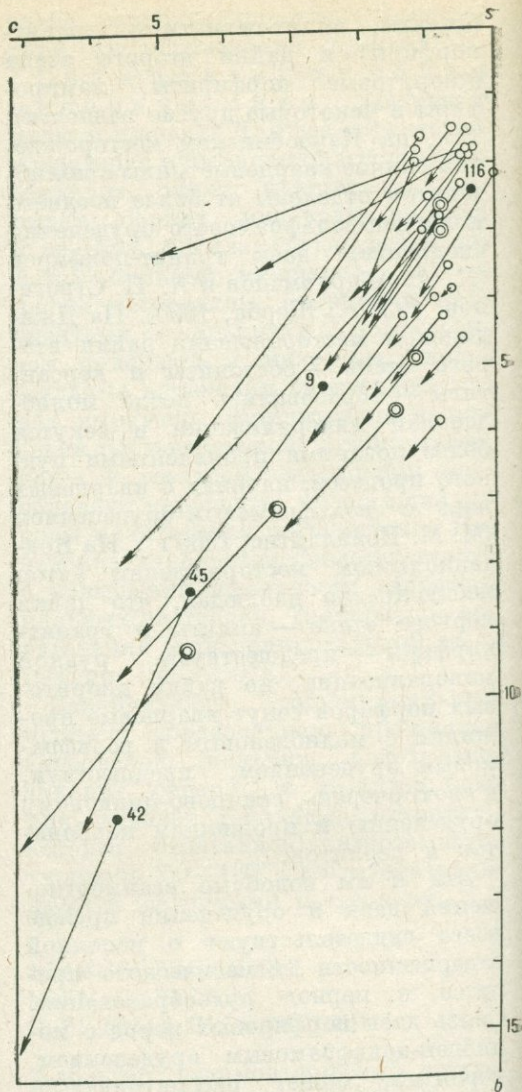
Молибден, вольфрам, висмут и олово являются элементами-индикаторами месторождений вольфрам-молибденовой формации. Они образуют разные по размерам, но достаточно крупные первичные ореолы, которые в зависимости от строения месторождения и глубины его эрозийного среза могут быть на выходе на дневную поверхность совмещены,

частично или полностью разобщены и характеризоваться разной концентрацией рудного элемента.

В принципе, чем крупнее месторождение, тем крупнее должны быть его рудные ореолы. Площадь выхода ореола молибдена на поверхность может достигать 20—25 км², а мощность его по вертикали может превышать 1,5 км. Обычно объем ореола в 20 раз больше объема промышленных руд. Общее количество молибдена в ореоле в 2,0—2,5 раза выше, чем в промышленных рудах. Ореолы молибдена формировались в связи с развитием в горных породах молибденита в молибденовую и в меньшей мере в вольфрамовую стадию.

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

В заключение остановимся на молибден-вольфрамовых месторождениях Горного Алтая как примере формационного анализа. Молибден-вольфрамовые месторождения Горного Алтая нередко считают аналогами центральноказахстанских месторождений вольфрам-молибденовой формации. Но, по-видимому, такую



параллель проводить нельзя и вот почему: в Горном Алтае распространены месторождения, в которых основным полезным компонентом является вольфрам, а молибден имеет явно подчиненное значение. Эти месторождения находятся в эндо- и экзоконтактовых зонах верхнепалеозойских гранитных плутонов и представлены грейзеновым, жильным, скарновым и реже штокверковым типами оруденения.

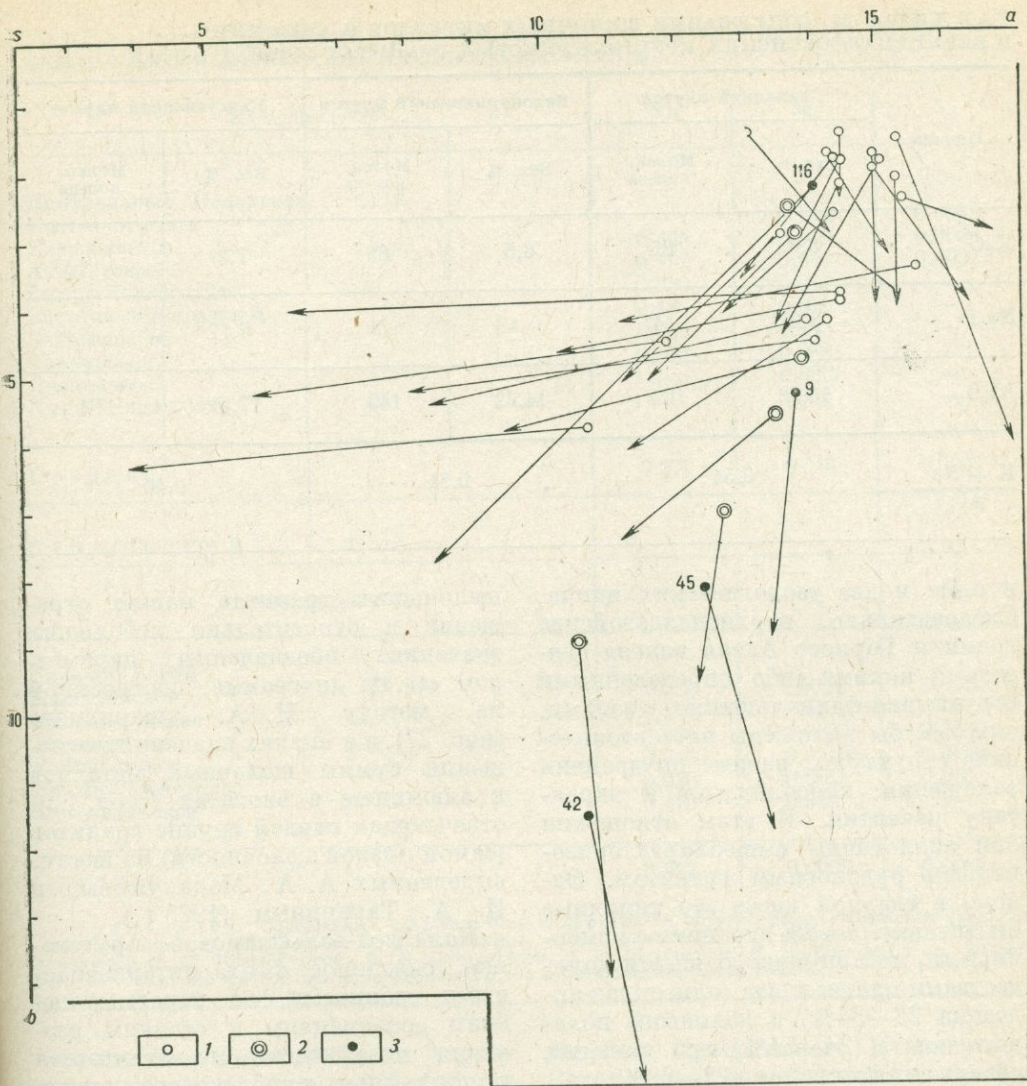


Рис. 27. Диаграмма химических составов рудоносных лейкократовых гранитов Центрального Казахстана и Южного Урала и рудоносных биотитовых гранитов Горного Алтая.

1 — лейкократовые граниты, с которыми связано вольфрам-молибденовое оруденение; 2 — биотитовые граниты, с которыми связано вольфрамовое оруденение с попутным молибденом; 3 — фигуративные точки средних составов магматических пород, по Р. Дэли: 116 — аляскиит, 9 — щелочноземельный гранит; 45 — гранодиорит, 42 — диорит

Рудоносные граниты встречаются во всех главнейших тектонических структурах Горного Алтая — Хол-

зунско-Чуйском, Талицком и Катунском антиклинориях, Белоубинском, Коргонском и Ануйско-Чуйском синклинориях, а также в Чарышско-Инском каледонском орогенном прогибе. Эти структуры прошли разный путь геологического развития; среди них имеются зоны эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные, структуры раннекаледонской, позднекаледонской и герцинской консолидации, сформировавшиеся

ТАБЛИЦА 22. СОДЕРЖАНИЕ ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАЛЛОВ И АЛЮМИНИЯ
В ВЕРХНЕПАЛЕЗОЙСКИХ КРУПНОЗЕРНИСТЫХ ГРАНИТАХ ГОРНОГО АЛТАЯ

Окислы	Талицкий плутон		Белокурихинский плутон		Калгутинский плутон	
	Вес. %	Молек. кол-ва	Вес. %	Молек. кол-ва	Вес. %	Молек. кол-ва
K ₂ O	8,0	85	6,5	69	7,2	76
Na ₂ O	0,25	4	0,13	2	0,17	3
Al ₂ O ₃	16,48	162	14,32	140	17,51	172
$\frac{K + Na}{Al}$	0,54		0,51		0,46	

в один и два геологических цикла. Следовательно, верхнепалеозойские граниты Горного Алтая нельзя связать с какими-либо определенными структурно-фациальными зонами, они как бы наложены на тектонические структуры, разные по времени заложения, консолидации и характеру развития. В этом отношении они аналогичны вышеохарактеризованному рудносодержащему гранитам. Однако в главной массе это типичные биотитовые (4—8%) граниты с изменчивыми, но примерно равными количествами плагиоклаза (олигоклаз-андезина 23—34%) и калиевого полевого шпата (24—54%) при меньших содержаниях кварца (22—33%).

По химическому составу граниты Горного Алтая весьма близки к ряду щелочноземельный гранит — гранодиорит (по Р. Дэли), а от лейкократовых гранитов Центрального Казахстана, Южного Урала и Западного Забайкалья они отличаются большей основностью и меньшей щелочностью. Повышение основности обусловлено более высокими содержаниями ферромагнезиальных компонентов и кальция и меньшей переиспещенностью кремнием. Уменьшение

щелочности гранитов нашло отражение в относительно небольших значениях, обозначенных параметром «а» на диаграмме, построенной по методу Н. А. Заварицкого (рис. 27), и в низких значениях отношения суммы щелочных металлов к алюминию в биотитах (табл. 22), отвечающих первой группе гранитов (самой низкой щелочности) из шести, выделенных А. А. Маракушевым и И. А. Тарариным (1965 г.).

Молибден-вольфрамовое оруденение, связанное с охарактеризованными гранитами, по парагенетическим ассоциациям и стадиям развития практически не отличается от вольфрам-молибденового оруденения Центрального Казахстана, Южного Урала и Западного Забайкалья. Однако редуцированность или слабое проявление ранней молибденовой стадии на месторождениях Горного Алтая обусловило резкое (5—7-кратное) преобладание вольфрама над молибденом. Поэтому последний здесь может рассматриваться лишь как попутный полезный компонент.

Кроме резкого сдвига рудной минерализации в сторону вольфрама ме-

ТАБЛИЦА 23. СОДЕРЖАНИЯ НИОБИЯ, СКАНДИЯ И ОЛОВА В ВОЛЬФРАМИТАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА И ГОРНОГО АЛТАЯ (В %)

Месторождение	Nb	Sc	Sn
Центральный Казахстан			
Коктепкольское	—	0,024	0,0092
Караобинское	0,425	0,030	0,0059
Акчатауское	0,152	0,043	0,0032
Северо-Коунрадское	0,260	0,013	—
Восточно-Коунрадское	0,180	0,079	—
Байназарское	0,262	0,045	—
Акмаинское	0,293	0,088	—
Джанетское	—	0,062	—
Нура-Талдинское	—	0,033	—
Среднее	0,278	0,046	0,0061

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 23

Месторождение	Nb	Sc	Sn
Горный Алтай			
Калгутинское	0,250	0,0021	0,0064
Чиндагатуйское	0,160	—	—
Кольванское	0,180	0,0033	0,0060
Бабунковское	0,043	0,00184	0,0048
Верхне-Слюдянское	0,620	0,0016	0,010
Мульчихинское	0,470	0,020	—
Среднее	0,287	0,0058	0,0068

Примечание. Содержания Nb, Sc и Sn в вольфрамитах определены на основании данных, опубликованных в разное время Л. Ф. Борисенко, А. С. Дудыкиной, И. В. Банщиковой, А. Д. Каленовым и И. И. Четырбоцкой, В. И. Сотниковым, Л. З. Быховским, Н. И. Поповой и др. Кроме того, по ряду месторождений определения Nb, Sc и Sn выполнялись в ВИМСе.

сторождения Горного Алтая характеризуют и некоторые геохимические черты и прежде всего примеси ряда элементов в наиболее характерных минералах гидротермального процесса (табл. 23, 24, 25).

Вольфрамиты, мусковиты и акцессорные бериллы месторождений Центрального Казахстана резко (на один-два порядка) обогащены скандием по сравнению с вольфрамитами, мусковитами и акцессорными бериллами Горного Алтая. Содержание олова в мусковитах Горного Алтая более чем в два раза ниже, чем в мус-

ковитах Центрального Казахстана. Зато содержания цезия и лития в мусковитах Горного Алтая выше, чем в мусковитах Центрального Казахстана. Литий-цезиевое и рубидий-цезиевое отношения в мусковитах из месторождений Центрального Казахстана соответственно в 2,5 и 3,2 раза больше, чем в мусковитах из месторождений Горного Алтая (см. табл. 24). Более высокое значение названных отношений свидетельствует, вероятно, о том, что растворы, формировавшие вольфрамовую минерализацию Центрального

ТАБЛИЦА 24. СОДЕРЖАНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАЛЛОВ, СКАНДИЯ И ОЛОВА В МУСКО

Месторождение	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O
Центральный Казахстан Акчатауское	—	—	0,23	0,23	0,0093
Карабинское	0,77	10,0	0,26	0,39	0,0084
Восточно-Коунрадское	0,35	9,6	0,065	0,092	0,0011
Коктенкольское	0,24	7,8	0,39	0,22	0,013
Северо-Коунрадское	0,38	9,3	0,023	0,20	0,0034
Акмаинское	—	—	0,27	0,30	0,0085
Нура-Талдинское	—	—	0,32	0,37	0,013
Среднее	0,43	9,2	0,223	0,257	0,0081
Горный Алтай					
Калгутинское	0,47	8,5	0,24	0,30	0,050
Верхне-Слюдянское	0,35	8,8	0,26	0,16	0,024
Кольванское	0,34	8,8	0,59	0,225	0,0137
Мульчихинское	0,38	9,3	0,059	0,078	0,0034
Бабунковское	0,40	9,3	0,088	0,13	0,0065
Среднее	0,39	8,9	0,247	0,178	0,0195

ТАБЛИЦА 25. СОДЕРЖАНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАЛЛОВ И СКАНДИЯ В АКЦЕССОРНЫХ БЕРИЛЛАХ В ВОЛЬФРАМ-МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ КАЗАХСТАНА И АЛТАЯ. ПО В. Т. ПОКАЛОВУ И С. А. ТУРПЕТКО (1972 г.)

Месторождение	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	Sc
Казахстан						
Северско-Коунрадское	0,13	0,45	0,049	0,0006	0,069	0,008
Центральное	0,26	0,43	0,016	0,0005	0,025	0,023
Коктенкольское	0,35	0,46	0,05	0,0006	0,065	0,015
Джанетское	0,27	0,47	0,010	0,0006	0,011	0,032
Среднее	0,25	0,45	0,031	0,0006	0,042	0,0236
Алтай						
Верхне-Слюдянское	0,44	0,50	0,162	0,0006	0,19	0,0006
Бабунковское	0,44	0,40	0,048	0,0007	0,035	0,00075
Калгутинское	0,25	0,26	0,056	0,028	0,090	0,0005
Среднее	0,38	0,39	0,088	0,0014	0,105	0,0006

ВИТАХ ВОЛЬФРАМ-МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАЗАХСТАНА И АЛТАЯ

$\frac{Li_2O}{Cs_2O}$	$\frac{Rb_2O}{Cs_2O}$	Sc	Sn	Источник
24,7	24,7	0,0393	0,029	Л. Ф. Борисенко; 1958 г.; Н. И. Попова и др., 1967 г.
30,9	46,4	0,0225	0,021	Л. П. Ермилова, 1964 г.; Н. И. Попова и др., 1967 г.
59,1	83,6	0,0108	0,015	В. Т. Покалов, С. А. Турпетко, 1972 г.
30,0	17,0	0,0073	0,025	Тот же
6,8	6,0	0,0013	0,029	» »
31,8	35,5	—	—	Л. Ф. Борисенко, 1958 г.; Н. И. Попова и др., 1967 г.
24,6	28,5	—	—	Н. И. Попова и др., 1967 г.; Д. С. Дудыкина, 1960 г.
27,5	31,7	0,0162	0,024	
4,8	6,0	0,00052	0,0005	В. Т. Покалов, С. А. Турпетко, 1972 г.
10,8	6,7	0,0008	0,023	Тот же
35,7	16,4	0,0011	0,0069	» »
17,4	23,0	0,0024	0,0034	» »
13,5	20,0	0,0005	0,009	» »
12,7	9,1	0,00106	0,0086	

Казахстана, были более кислыми, что вытекает из принципа — увеличение щелочности растворов вызывает увеличение относительной активности более сильных оснований и замещение ими более слабых и наоборот (Д. С. Коржинский, 1956 г.).

Таким образом, в рудной минерализации вольфрам-молибденовых ме-

сторождений Центрального Казахстана и вольфрамовых с попутным молибденом месторождениях Горного Алтая наметились отличия как в характере основной рудной минерализации, так и в геохимических особенностях, которые следует, по видимому, объяснять различиями в характере магматизма, породившего оруденение.

МОЛИБДЕНОВАЯ ФОРМАЦИЯ

В месторождениях молибденовой формации сосредоточено до 35% всех учтенных запасов молибдена. Молибденит является главным полезным компонентом этих месторождений, и лишь на некоторых из них возможна попутная добыча небольших количеств меди и очень редко золота. В молибдените содержится ре-

ний в количестве от нескольких граммов до 200—300 г/т. Обычно присутствующие в месторождениях молибденовой формации вольфрам, свинец и цинк, как правило, не имеют практического значения. Наиболее распространены жильный и штокверковый морфологические типы оруденения. В последнем главным

образом развиты прожилковые и прожилково-вкрапленные руды, менее — вкрапленные и брекчиевые.

Запасы молибдена в жильных месторождениях составляют от сотен тонн до 10—20 тыс. т при содержании металла в жильной массе от десятых долей до 1—2%. В штокверковых месторождениях запасы молибдена иногда достигают многих сотен тысяч тонн с содержанием его в рудах от сотых долей до 0,1—0,3%.

Месторождения молибденовой формации пространственно и генетически тесно связаны с плутонами умеренно кислых гранитоидов и находятся главным образом в их апикальных частях — экзо- и эндоконтактных зонах мощностью до 700—800 м. Образование рудопроизводящих плутонов происходило в условиях тектоно-магматической активизации платформ и областей завершенной складчатости.

Примерами месторождений молибденовой формации являются Бугдинское, Шахтаминское, Жирекенское, Давендинское, Сырыгичинское, Аманан-Макитское (СССР), Квеста, Юрд-Гендерсон (США), Яндзя-Чжанзы, Ченцоло, Цин-Дуй-Чен (КНР).

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОЗИЦИИ

Оруденение рассматриваемой формации распространено в районах проявления мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации. Это Монголо-Охотский пояс в южном складчатом обрамлении Сибирской платформы, многие районы Корейско-Китайской платформы, Скалистые горы восточного обрамления плато Колорадо, возникшие на западной окраине Северо-Американской платформы.

Монголо-Охотский пояс характеризуется интенсивной глыбовой тектоникой и напряженным магматизмом в мезозойское время. Он протягивается более чем на

1000 км из Забайкалья до побережья Охотского моря через области палеозойской и протерозойской складчатости. Здесь выделяются следующие наиболее крупные структурные элементы: 1) поднятия, сложенные главным образом палеозойскими и допалеозойскими породами, — Агинское, Приаргунское, Шахтаминское, Газимуровское, Шилка-Олекминское, Станового хребта, Буреинского кристаллического массива; 2) прогибы, выполненные мезозойскими морскими и континентальными терригенными отложениями, — Восточно-Забайкальский, Ингодино-Шилкинский, Пришилкинский, Амуро-Зейский, Чульманский, Буреинский и др. Большие мощности молассовых накоплений во впадинах, достигающие 6—7 тыс. м, свидетельствуют о контрастных движениях блоков земной коры большой амплитуды. Ранее В. В. Белоусов (1954 г.) и В. Н. Козеренко (1956 г.) рассматривали перечисленные впадины как замкнутые остаточные геосинклинальные овалы, позднее М. С. Нагибина (1963 г.) пришла к выводу об их внегеосинклинальном развитии, подчеркивая относительно короткий период развития впадин и пестроту выполняющих их терригенных формаций.

Формирование крупных поднятий и впадин сменилось общим воздыманием земной коры, внедрением крупных масс гранитоидов, накоплением трахиандезитовой формации, появлением мелких приразломных впадин, заполнявшихся вулканогенным и отчасти терригенным материалом, и образованием рудных месторождений. В завершающий этап мезозойского развития Монголо-Охотского пояса происходило заполнение межгорных впадин угленосными отложениями озер и речных долин и проявлялся базальтоидный магматизм.

Плутоны гранитоидов, с которыми пространственно связано молибдено-

вое оруденение, расположены в поднятиях. Их внедрение контролировалось разломами разных направлений — близширотного, близмеридионального и северо-восточного, а также местами их пересечений, что отразилось на морфологии и ориентировке интрузивов и прорывающих их даек порфировых пород. Анализ пространственного расположения молибденовых рудопоявлений показывает, что все они находятся в пределах поднятий, по существу нигде не переходя в прогибы, а наиболее крупные и промышленно-ценные из них в большинстве присутствуют в зонах обрамления впадин (В. Т. Покалов, 1964 г., 1972). Позднее на основе статистического анализа к такому же выводу пришли В. В. Иванов и Г. М. Мейтув (1972).

Южная часть Скалистых гор, образующая восточное обрамление плато Колорадо, относится к области ларамийской орогении. Однако в отличие от остальных частей ларамид, сформировавшихся в результате эпигеосинклинальной орогении, в этом регионе, являющемся частью Северо-Американской платформы, развивались эпиплатформенные орогенические процессы. В позднемеловое и третичное время здесь происходили сложные блоковые движения земной коры. В результате сформировались поднятия с широкими сводами, в ядрах которых на поверхность выведены докембрийские породы. Их разделяют узкие или широкие впадины (бассейны), заполненные грубыми конгломератами.

В среднетретичное время внедрялись плутоны, сложенные главным образом гранитами и в значительно меньшей мере гранодиоритами и монзонитами. Их прорывают дайки порфировых пород. Примерно тогда же или несколько позже происходила интенсивная эффузивная деятельность с накоплением андезитов,

трахиандезитов, липаритов, трахилпаритов, дацитов (поля Сан-Хуан и Датил). Молибденовое оруденение пространственно ассоциирует с плутонами гранитов и имеет возраст 30—22 млн. лет, т. е. сформировалось примерно на границе палеогена и неогена. Структурный контроль гранитов и связанных с ними месторождений осуществляется зонами разрывных тектонических нарушений, простирающие которых согласно с общим простираем ларамийской орогенной зоны (Квеста, Юрэд-Гендерсон) и поперечно к ней (Клаймакс).

Таким образом, геотектоническое развитие участков земной коры, в которых находятся месторождения монометалльных молибденовых руд, характеризуется следующими особенностями: 1) до начала тектоно-магматических процессов, с которыми связано образование молибденовых месторождений, эти участки земной коры были консолидированы и представляли собой платформы или области завершенной складчатости; 2) активизация тектоно-магматических процессов начиналась с развития крупных поднятий и наложенных впадин, заполнявшихся молассой; 3) магматизм и связанное с ним молибденовое оруденение проявились в участках земной коры, которые с начала тектоно-магматической активизации испытывали поднятие; 4) оруденение наиболее тесно во времени и пространстве связано с плутонами гранитоидов и прорывающими их дайками и небольшими штоками порфировых пород; 5) развитие магматизма и рудного процесса происходило в обстановке общего тангенциального растяжения земной коры, в связи с чем зоны тектонических разрывных нарушений, контролирующие молибденовое оруденение, имеют сложное блоковое строение, характеризуются разными простирающими и различны

по времени заложения и происхождению.

МАГМАТИЗМ

Месторождения молибденовой формации во времени и пространстве ассоциируют с достаточно крупными плутонами гипабиссальных гранитоидов и прорывающими их дайками порфировых пород. Типичными представителями молибденоносных плутонов в Восточном Забайкалье являются Жирекенский, Сырыгичинский, Амананский, Черемнинский, Обкорундинский, Амуджиканский, Давендинский, Шахтаминский, Шаманский и многие другие. Площади выходов этих интрузивов измеряются от нескольких до многих сотен квадратных километров, что обусловлено разной глубиной их эрозионного вскрытия. В плане плутоны имеют удлиненную, овальную, крестообразную и иногда более сложные формы. Внутренние их части сложены амфи-

бол-биотитовыми гранитами и градиоритами, которые в сравнительно узких эндоконтактных зонах постепенно переходят в кварцевые монцониты, кварцевые диориты, кварцевые диорит-монцониты, граносиениты, диориты. Все перечисленные разности пород по характеру и соотношению породообразующих минералов близки к средним щелочноземельным типам, отличаясь от них большим содержанием полевых шпатов, в том числе и калиевого, и меньшими количествами кварца и темноцветных минералов.

Состав породообразующих минералов обычен для магматических пород щелочноземельного ряда. Калинатровый полевой шпат характеризуется $-2V = 54-60^\circ$. Для его молекулярного состава типично относительно высокое содержание альбитовой и анортитовой составляющих (табл. 26). По двуполюшпатовому термометру И. Д. Рябчикова (1965 г.)

ТАБЛИЦА 26. СОСТАВ КАЛИНАТРОВЫХ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ И ТЕМПЕРАТУРА УСТАНОВЛЕНИЯ РАВНОВЕСИЯ МЕЖДУ ПОЛЕВОШПАТОВЫМИ ФАЗАМИ

Порода, место взятия образца	Содержание, %			Молекулярный состав, %			$\frac{Аб}{Ор}$	$\frac{Аб}{Пл}$	t, °C
	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	Ор	Аб	Ан			
Роговообманково-биотитовый крупнозернистый гранит, Жирекенский плутон	10,64	3,25	0,23	66,9	30,7	2,4	30,7	72,0	580
То же	10,80	3,50	0,81	62,3	30,3	7,4	30,3	70,0	575
» »	11,36	3,15	0,40	67,6	28,5	3,9	28,5	71,0	570
Роговообманково-биотитовый гигантопорфировидный гранит, Амуджиканский плутон	11,90	2,85	0,48	69,6	25,4	4,9	25,4	69,0	550
То же	11,30	3,05	0,40	68,2	27,8	4,0	27,8	73,5	560
» »	11,90	2,84	0,31	72,2	26,4	1,4	26,4	71,0	550
Кварцевый монцонит-порфир, дайка, месторождение Давенда	11,29	3,31	0,40	68,0	30,0	2,0	30,0	69,0	580
Кварцевый монцонит-порфир, дайка, месторождение Шахтама	10,70	3,70	0,20	64,1	33,7	2,2	33,7	71,0	590
Кварцевый диоритовый порфирит, дайка, месторождение Давенда	11,66	2,99	0,52	70,2	27,2	2,6	27,2	66,0	570
То же, месторождение Амуджикан	11,60	2,85	0,44	71,1	26,6	2,3	26,6	67,0	560

Примечание. Ор — ортоклаз, Аб — альбит, Ан — анортит, Пл — плагиоклаз.

ТАБЛИЦА 27. ЖЕЛЕЗИСТОСТЬ И ЩЕЛОЧНОСТЬ БИОТИТА ИЗ СРЕДНЕ-КРУПНОЗЕРНИСТЫХ АМФИБОЛ-БИОТИТОВЫХ МОЛИБДЕНОНОСНЫХ ПЛУТОНОВ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Компоненты	Жирененский плутон						Обкорондинский плутон	Черемнинский плутон	Бухтинский плутон			
	Гидрогеол. скважина, глубина 45 м		Гидрогеол. скважина, глубина 78 м		Скв. 112, глубина 680 м		Поверхность					
	Вес. %	АТОМ. КОЛ-ВА	Вес. %	АТОМ. КОЛ-ВА	Вес. %	АТОМ. КОЛ-ВА	Вес. %	АТОМ. КОЛ-ВА	Вес. %	АТОМ. КОЛ-ВА	Вес. %	АТОМ. КОЛ-ВА
Al ₂ O ₃	14,87	291	15,23	298	13,26	299	13,82	270	13,87	271	13,02	254
Fe ₂ O ₃	9,88	124	7,50	94	5,56	69	7,60	96	7,22	90	7,03	88
FeO	9,91	138	11,56	161	10,61	148	10,44	145	10,46	146	10,86	151
MgO	12,65	314	12,81	317	15,49	384	12,32	305	13,75	341	13,14	326
Na ₂ O	0,15	5	0,20	6	0,22	6	0,20	6	0,16	5	0,22	6
K ₂ O	8,16	173	7,53	160	8,28	175	8,26	176	8,67	183	8,54	181
Fe	100%		39	39	40	40	52	52	49	49	50	50
Fe + Mg			0,61	0,56	0,60	0,60	0,67	0,67	0,69	0,69	0,73	0,73
K + Na			34,6	26,6	29,1	29,1	29,1	29,1	36,6	36,6	30,1	30,1
Al												
K												
Na												

равновесие между полевошпатовыми фазами устанавливалось в довольно узком интервале температур — от 550 до 580° С. Состав плагиоклаза колеблется: в диоритах, кварцевых диоритах, диорит-монцонитах, монцонитах и кварцевых монцонитах — это андезин № 33—42, в гранодиоритах — олигоклаз № 24 — андезин № 32, в гранитах — олигоклаз № 25—28. Роговые обманки имеют показатели преломления в пределах $n_g = 1,656—1,667$, $n_m = 1,664—1,656$ и $n_p = 1,633—1,641$, $cNg = 16—22^\circ$, $-2V = 65—82^\circ$. Общая железистость роговых обманок, согласно показателям преломления, колеблется в пределах 28—34%. Биотит представлен темно-коричневой и красновато-бурой разновидностями, общая железистость которых по данным химических анализов (табл. 27) и замерам показателя преломления

($n_g = n_m = 1,634—1,652$) колеблется от 39 до 52%.

В последовательности выделения минералов наблюдаются отклонения от обычного для щелочноземельных пород порядка, соответствующего известному реакционному ряду Н. Боуэна (1934 г.). Это выражено в более ранней, чем обычно, кристаллизации калиевого полевого шпата, совместном, без каких-либо замещений, сосуществовании роговой обманки и биотита, калиевого полевого шпата и роговой обманки. Наблюдаются следующие парагенетические ассоциации минералов: калиевый полевой шпат + андезин + роговая обманка; калиевый полевой шпат + андезин + пироксен + биотит + роговая обманка; калиевый полевой шпат + олигоклаз + биотит. Наиболее четко эти ассоциации проявлены во вкрапленниках,

где в соотношении породообразующих минералов наблюдается резкий сдвиг в сторону калиевого шпата (до 40—60%) по сравнению с плагиоклазом (20—30%), амфиболом (5—8%), биотитом (5—12%) и кварцем (5—20%).

Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, ортитом, монацитом, ксенотимом, рутилом, анатазом, магнетитом, титаномагнетитом, ильменитом. Для пород, слагающих внутренние части плутонов, характерны крупно- и среднезернистые структуры, которые в направлении краевых частей постепенно сменяются порфировидной структурой.

Главнейшими петрохимическими особенностями рассматриваемых пород являются: 1) их принадлежность к породам щелочноземельной серии; 2) умеренно кислый состав; 3) повышенная щелочность по сравнению с породами ряда аплит — гранит — диорит, по Р. Дэли. От соответствующих типов пород щелочноземельной серии они отличаются несколько меньшим содержанием кремнекислоты и ферромагнетизальных компонентов и более высоким содержанием алюминия и щелочных металлов, особенно калия.

Повышение щелочности расплава приводит к обеднению железомagneзических силикатов алюминием, который замещается железом и титаном. Несколько повышенная железистость биотитов, местами высокое содержание в них титана, увеличенное отношение суммы щелочных металлов к алюминию (см. табл. 27) вместе с отмеченными выше парагенезисами породообразующих минералов свидетельствуют о повышенной щелочности магмы, из которой кристаллизовались охарактеризованные породы, и о высокой активности калия в магматическом процессе.

ДАЙКИ

Породы, слагающие дайки, довольно четко подразделяются на два типа — лейкократовый и меланократовый. 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 форм. Нередко, например на Жирекенском месторождении, гранит-порфиры являются цементом эруптивных брекчий.

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

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

В минеральном составе гранит-порфиров при относительно устойчивом содержании кварца (25—28%) происходят довольно существенные колебания в содержаниях биотита (от 2,5 до 9,0%) и полевых шпатов (от 61 до 70%), связанные обратной

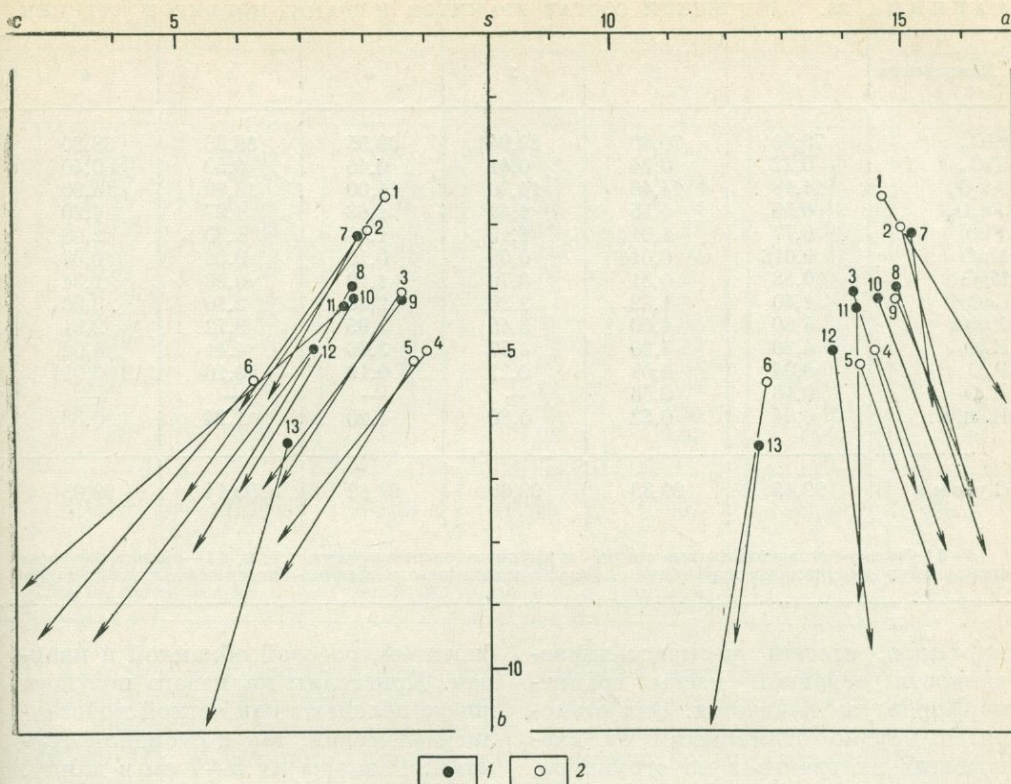


Рис. 28. Диаграмма химических составов гранит-порфиров Жирекенского месторождения. 1 — гранит-порфиры; 2 — биотит-роговообманковые граниты

зависимостью. Минеральный состав вкрапленников в сравнении с составом основной массы характеризуется резко повышенным содержанием полевых шпатов с преобладанием плагиоклаза, несколько более высоким содержанием биотита и низким кварца. Состав основной массы (базиса) по соотношению кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата близок к составу тройной эвтектики. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, магнетитом и изредка сфеном.

По содержанию кремнекислоты, алюминия, щелочных металлов и ферромагнезиальных компонентов гранит-порфиры отвечают ряду ще-

лочноеземельных пород — от послекембрийского гранита до породы, занимающей промежуточное положение между щелочным гранитом и кварцевым кератофиром, по Р. Дэли. Гранит-порфиры отличаются повышенным содержанием кальция, что нашло отражение в высокой основности плагиоклаза, не совсем обычной для этого типа пород. В полном соответствии с изменениями минеральных соотношений отчетливо проявлена обратная зависимость между содержанием ферромагнезиальных компонентов и щелочных металлов и прямая — между содержанием ферромагнезиальных компонентов и полевошпатовой известью.

На Жирекенском месторождении на глубине 400—500 м и, по-видимому, не более 600—700 м от кровли плутона, вмещающего дайки гранит-

ТАБЛИЦА 28. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГРАНИТОВ И ГРАНИТ-ПОРФИРОВ ЖИРЕКЕН

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	73,30	70,80	69,94	69,35	69,83	68,80
TiO ₂	0,22	0,34	0,41	0,46	0,50	0,40
Al ₂ O ₃	14,18	14,46	14,20	14,00	13,99	14,90
Fe ₂ O ₃	0,55	0,55	1,48	1,63	1,97	1,20
FeO	0,77	1,01	1,15	1,38	1,30	2,08
MnO	0,016	0,014	0,09	0,10	0,09	0,03
MgO	0,53	0,81	0,76	1,10	0,93	1,34
CaO	1,40	1,62	2,30	2,30	2,10	3,06
Na ₂ O	4,00	4,00	3,45	3,95	3,72	2,91
K ₂ O	4,20	4,20	4,57	3,96	4,41	4,02
P ₂ O ₅	0,04	0,09	0,21	0,19	0,16	0,011
H ₂ O	0,16	0,56	—	—	—	—
П. п. п.	0,04	0,52	0,80	1,20	1,24	0,38
Сумма	99,45	99,33	99,68	99,62	100,14	99,03

1—6—биотит-роговообманковые средне- и крупнозернистые граниты; 7, 9, 11—гранит-порфиры ющие дайку диоритового порфирита. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории

порфиров, степень раскристаллизованности основной массы гранит-порфиров увеличивается. Они становятся трудно отличимыми от вмещающих их гранитов по структуре, минеральному и химическому составу (табл. 28, рис. 28). Это позволяет рассматривать дайки гранит-порфиров как результат внедрения гранитной магмы из внутренних частей магматической камеры в уже образовавшуюся гранитную корку остывающего магматического очага.

Ряд меланократовых дайковых пород объединяет весьма разнообразные по основности разности — от пород гранодиоритового состава до отложений, занимающих промежуточное положение между щелочноземельным авгитовым сиенитом и кварцевым габбро. Породы различной основности связаны полной серией постепенных переходов. При этом менее основные породы нередко пересекаются (т. е. сменяются во времени) более основными породами.

Вкрашленники представлены калиевым полевым шпатом, плагиоклазом,

биотитом, роговой обманкой и кварцем. Кристаллы калиевого полевого шпата обладают как четкой кристаллографической, так и овоидной формами. Размеры их 5—7 см в длину. Угол оптических осей — 2V колеблется от 27 до 68°. Триклинность не обнаруживается или проявлена очень слабо, что в сочетании с величинами углов оптических осей позволяет определить калиевый полевой шпат как низкий санидин и псевдомоноклиновый высокий ортоклаз. Пертитовые выделения в калиевом полевым шпате или отсутствуют, или содержатся в небольшом количестве (до 10—15%). Местами внутреннее строение калиевого полевого шпата характеризуется наличием разнообразных по составу и характеру расположения включений, составляющих 10—30%, а иногда даже более 70% объема вмещающих их кристаллов. Включения эти, часто располагающиеся в виде концентрических колец, представлены плагиоклазом, амфиболом, биотитом, кварцем и сфеном.

СКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (В ВЕС. %)

7	8	9	10	11	12	13
70,94	70,62	70,90	69,74	68,56	67,48	68,18
0,37	0,26	0,37	0,36	0,36	0,45	0,48
14,57	14,59	14,00	14,18	14,04	14,40	14,62
1,83	1,02	1,50	0,96	1,13	0,94	1,57
0,90	0,95	1,18	1,69	1,35	1,60	1,87
0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,035	0,025
0,49	1,03	0,78	0,77	1,17	1,33	1,70
1,82	2,30	1,78	2,16	1,86	2,58	2,66
4,10	3,93	3,95	4,06	2,92	3,53	4,46
4,25	4,38	4,36	3,90	5,34	4,06	1,88
0,09	0,09	0,08	0,24	0,09	0,11	—
0,20	0,24	0,28	0,24	0,36	0,36	0,24
1,18	0,85	1,25	1,76	2,92	2,63	2,64
100,75	100,28	100,45	100,03	100,07	99,46	100,3

породные; 8, 10,—гранит-порфиры постлемолибденовурудные; 12, 13—гранит-порфиры, пересека-
ВМСа, аналитики М. Я. Чижова, Р. И. Яшина и С. В. Горнакова.

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

Роговая обманка во вкрапленниках представлена зеленой и буровато-зеленой разновидностями, железистость которых изменяется от 13—14 до 30—35% ($n_g = 1,646—1,685$; $n_m = 1,637—1,677$; $n_p = 1,626—1,670$); cNg — от 14—15 до 20°; $-2V = 70—75^\circ$.

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

По составу основной массы (базиса) среди описываемых пород можно вы-

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

В породах меланократового ряда наиболее кислые разности близки к гранодиоритам, заметно отличаясь от них меньшим количеством кальция, как связанного с анортитовой составляющей, так и идущего на построение темноцветных минералов. Породы с большей основностью по содержанию ферромагнезиальных компонентов близки к кварцевым

диоритам, диоритам и кварцевым габбро, однако довольно резко отличаются от них более низким содержанием извести и более высоким содержанием щелочных металлов, отклоняясь, таким образом, в сторону латитов и лампрофиров.

В целом охарактеризованные породы, слагающие дайки на месторождениях молибденовой формации, по химическому составу и петрохимическим характеристикам близки к породам линии Сан-Франциско — Иеллоустонский парк, что вместе с характерными для них парагенетическими ассоциациями минералов свидетельствует о повышенной щелочности этих пород.

Температура образования дайковых пород определяется следующим образом. Температура равновесия между полевошпатовыми фазами, определенная по двуполевошпатовому геотермометру И. Д. Рябчикова (1965 г.), $560\text{--}590^\circ\text{C}$. Это, по-видимому, нижний предел затвердевания пород. В то же время парагенезис санидина с плагиоклазом указывает на то, что кристаллизация магмы начиналась при температуре не ниже 900°C (Т. С. Лавринг, 1955 г.). Следовательно, образование дайковых пород происходило при более высоких температурах, но меньших давлениях, чем вмещающих их гранитоидов, слагающих крупные рудопродуцирующие плутоны ($550\text{--}580^\circ\text{C}$).

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

ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ И РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

На основании изучения минеральных парагенетических ассоциаций и их взаимоотношений выделены следующие стадии метасоматических изменений и рудной минерализации, которые типичны месторождениям молибденовой формации.

К а л и ш п а т и з и р о в а н н ы е породы распространены в апикальных частях рудопродуцирующих плутонов в виде сложной и довольно густой сети зон и линз, а также тел гнездо-, столбо- и паукообразных форм. Зоны калишпатизированных гранитов мощностью от 1—2 см до нескольких метров ориентированы в одном или нескольких направлениях в соответствии с характером трещиноватости пород, предшествовавшей процессу калишпатизации. Обычно наиболее интенсивно процесс калишпатизации проявлен в центральных частях месторождений на площадях до $0,5\text{--}1,0\text{ км}^2$. Глубина распространения калишпатизированных пород, прослеженная скважинами на Жирекенском месторождении, превышает 600 м. Процесс калишпатизации гранитоидов выражен в замещении плагиоклаза, кварца и темноцветных минералов калиевым полевым шпатом, свойства которого отвечают низкому санидину и высокому псевдомоноклинному ортоклазу (степень триклинности $\Delta = 0$, а величина угла оптических осей $-2V = 40\text{--}56^\circ$, при этом вариационная кривая замеров этого угла отвечает закону нормального распределения величин с модой 48°).

Зоны калишпатизированного гранита на 95—98% сложены калиевым полевым шпатом, с которым ассоциирует кварц, выполняющий промежутки между его зернами. Структура этих пород обычно крупнокристаллическая. Переход от неизме-

ненного гранита к такой калишпатизированной породе довольно резкий, и его можно проследить на расстоянии 1—2 см (в одном-двух шлифах), независимо от мощности всей зоны калишпатизации. Этот переход происходит через нечетко выраженные зоны, в которых граниты характеризуются разной степенью изменения с различными ассоциациями минералов.

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

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

Альбитизированные породы обычно ограниченно распространены в виде редких зон и линз небольшой мощности (до 10—20 см). Процесс альбитизации гранитоидов проявился в замещении плаггиоклаза и калиевого полевого шпата альби-

том, а биотита — мусковитом. В результате из пород выносились K, Ca, Mg, Fe и накапливались Na и Al.

Кварцевые прожилки с магнетитом — самые ранние кварцевые образования среди других послемагматических кварцевых проявлений. Магнетит наблюдается в них в виде гнездовых скоплений и равномерной вкрапленности. На контактах с магнетит-кварцевыми прожилками вмещающие граниты изменены очень слабо — лишь биотит замещен хлоритом.

Молибденовая минерализация развивалась в несколько импульсов (2—3) и по сравнению с другими процессами была значительно растянута во времени, о чем можно судить по пересечениям одних молибденит-кварцевых образований другими. Такие пересечения широко наблюдаются как на штокверковых, так и на жильных месторождениях. Наиболее ранними являются кварцевые жилы и прожилки с крупночешуйчатым молибденитом, а также молибденит, вкрапленный во вмещающие породы, сопровождающий кварцевые образования и встречающийся без видимой связи с ними. Нередко в ассоциации с ранним молибденитом в незначительных количествах встречаются рутил, пирит, пирротин, кубанит, вольфрамит, шеелит или молибдошеелит. На Жирекенском месторождении во вмещающих гранитах местами наблюдаются небольшие (от нескольких до 10—15 см) гнезда и прихотливые прожилки молибдошеелита с довольно равномерной вкрапленностью мелкочешуйчатого молибденита. Позднее развивались кварцевые прожилки с мелкочешуйчатым молибденитом, в ассоциации с которым на ряде месторождений (Бугадаинское, Жирекенское и др.) в небольших количествах встречен халькопирит.

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

С удалением от контура промышленных руд количество молибденит-кварцевых прожилков постепенно сокращается, уменьшается их мощность, а соотношение кварца и молибденита в них изменяется в сторону увеличения молибденита. В далекой периферии месторождения в основном встречаются редкие существенно молибденитовые прожилки, известные в литературе под названием «сухих» прожилков.

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

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

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

Свинцово-цинковая минерализация отмечена в кварцевых, кварц-карбонатных и существенно карбонатных жилах и прожилках. В них главными рудными минералами являются пирит, сфалерит, галенит, халькопирит; второстепенными и редкими — теннантит, висмутин, самородный висмут, галеновисмутин, буланжерит, арсенипирит, пираргирит, гессит, джемсонит, аргентит, самородные серебро и золото. Прожилки и жилы с этой минеральной ассоциацией пересекают как пирит-кварцевые, так и все более ранние минеральные образования.

На верхних горизонтах месторождений прожилки и жилы с полиметаллической минерализацией в основном сложены сульфидами. С глубиной содержание сульфидов уменьшается, но зато возрастает роль жильных минералов. Среди сульфидов на верхних горизонтах преобладает галенит, на нижних — сфалерит. В составе жильных минералов с глубиной увеличивается роль карбонатов. На одних месторождениях (Жирекенское, Давендинское, Бугдаинское и др.) свинцово-цинковая минерализация распространена в периферических частях рудного поля, на других (Шахтаминское, Умалтинское) она развита по контактам молибденит-кварцевых жил с вмещающими породами и главным образом на средних и нижних горизонтах месторождений. В первом случае эта минерализация связана с кварцевыми или слюдисто-кварцевыми жилами и прожилками, во втором — с кварц-карбонатными и карбонатными. Около первых вмещающие породы интенсивно серицитизированы и березитизированы, около вторых — слабо изменены.

А р г и л л и з и р о в а н н ы е породы широко распространены в пределах месторождений молибденовой формации. 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 гранитов 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 образцов разного цвета ничем не отличаются друг от друга, полностью отвечая кривым нагревания

смеси каолинита с диккитом. В. И. Сотниковым среди глинистых минералов обнаружены также монтмориллонит и галлуазит (1975 г.).

К а р б о н а т н а я м и н е р а л и з а ц и я представлена маломощными (до 2—3 см) прожилками, в составе которых участвуют такие минералы, как анкерит, кальцит, родохрозит, сидерит. Все ранее охарактеризованные кварцевые прожилки с сульфидными минералами пересекаются карбонатными прожилками; часто карбонаты цементируют обломки пород с разнообразными рудными минералами. Карбонатная минерализация большей частью распространена на нижних горизонтах месторождений.

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И РУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ

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

Еще более тесно во времени и пространстве рудная минерализация ассоциирует с дайками порфировых пород, сопровождающими и прорывающими плутоны гранитоидов. В Восточном Забайкалье на месторождениях Сыргигчинском, Аманай-Макитском, Бугдаинском, Шахтаминском и некоторых других дайки лейкократовых и меланократовых пород предшествовали оруденению. Здесь все проявления послемагматической минерализации наложены

на дайки и вместе с ними контролируются одними тектоническими структурами. На Давендинском месторождении дайки лейкократовых и меланократовых пород в основном также предшествовали оруденению, однако здесь имеется много даек диоритовых порфиритов и лампрофиров, пересекающих молибденит-кварцевые и турмалин-кварцевые жилы и прожилки, в то время как карбонат-халцедонозная минерализация наложена на эти дайки (М. Б. Бородаевская, 1956 г.).

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

Дайки гранит-порфиритов могут рассматриваться как результат внедрения гранитной магмы из внутренних частей магматической камеры в образовавшуюся внешнюю гранитную корку остывающего магматического очага. Поэтому охарактеризованные взаимоотношения оруденения с дайками гранит-порфиритов свидетельствуют о том, что в процессе формирования рудоносных интрузивов по мере опускания фронта кристаллизации расплава в магматической камере в разное время создаются условия для возникновения внутриинтрузивных рудогенерирующих растворов, обуславливающих фракционное отделение рудных элементов из расплава.

Аналогичны взаимоотношения рудной минерализации и с дайками меланократовых пород, т. е. одни из них предшествовали оруденению, дру-

гие (обычно более основного состава — диоритовые порфириты и кварцевые диоритовые порфириты) содержат рудные ксенолиты и рассекаются кварцевыми прожилками с пиритом и халькопиритом. В то же время твердо установлены факты пересечения даек меланократовых пород дайками гранит-порфиритов и, наоборот, дайки меланократовых пород секут дайки гранит-порфиритов и содержат ксенолиты последних. Следовательно, обе группы пород внедрялись по меньшей мере дважды, развивались независимо и в какой-то мере параллельно друг другу.

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

РУДНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И РУДНЫЕ ОРЕОЛЫ

На месторождениях молибденовой формации рудная зональность проявляется не очень ярко. При формировании месторождений жильного типа приоткрытие одних и тех же трещин и последовательное отложение в них минеральных ассоциаций разных стадий приводило не только к телескопированию минерализации, но и к возникновению вертикальной зональности. Так, на Умальтинском месторождении на верхних горизонтах преимущественно распространен высокотемпературный крупнозернистый кварц с крупночешуйчатым молибденитом и вольфрамитом. Оруденение продуктивных стадий, представленное мел-

козернистым кварцем и мелкочешуйчатым молибденитом, локализовано на средних горизонтах. И, наконец, низкотемпературное свинцово-цинковое оруденение в ассоциации с карбонатной и кварц-карбонатной минерализацией преобладает на нижних горизонтах (Н. А. Хрушов, 1953 г.; В. Т. Покалов, 1958 г.). В то же время на месторождениях Давенда, Бугдая, Жирекен, Квеста (США) свинцово-цинковое оруденение развито в периферийных частях месторождений, где оно заключено в слюдисто-кварцевых жилах и прожилках и сопровождается интенсивной березитизацией вмещающих пород. Однако свинцово-цинковая минерализация не образует сплошного кольца вокруг молибденовых месторождений и проявляется лишь на отдельных участках.

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

Молибден и медь являются наиболее надежными элементами-индикаторами месторождений молибденовой формации. Они образуют крупные и весьма выдержанные эндогенные и экзогенные ореолы этих месторождений. Площадь выхода эндогенного ореола молибдена среднего по размерам месторождения 5—6 км², а его размах по вертикали превышает 700 м. Естественно, что раз-

меры ореолов крупных штокверковых месторождений намного превосходят названные параметры, и нередко их площадь выхода на поверхность достигает 20 км² и более. Ореолы меди в целом совмещены с ореолами молибдена, хотя максимальные концентрации меди могут совпадать, а могут и не совпадать с максимальными концентрациями молибдена. Ореолы меди несколько крупнее ореолов молибдена, поскольку, как это выяснилось, например, на Жирекенском месторождении, на флангах при явно устойчивом падении содержания молибдена содержание меди несколько увеличивается.

Такие элементы, как В, F, W, Pb, Zn, Bi, Sb, входящие в состав малораспространенных на месторождениях минералов (турмалина, флюорита, шеелита, галенита, висмута, висмута, блеклой руды, сфалерита), не образуют значительных по размерам и выдержанных по простиранию и падению первичных ореолов. Их несколько повышенные по сравнению с фоном концентрации относительно редко встречаются в породах месторождений и потому не могут считаться надежным ориентиром при поисках месторождений молибденовой формации. Вместе с тем заметные концентрации вольфрама на уровне эрозионного среза свидетельствуют о неглубокой эродированности оруденения, поскольку вольфрам характерен для верхних горизонтов месторождений молибденовой формации.

МЕДНО-МОЛИБДЕНОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Месторождения медно-молибденовой формации имеют очень большое промышленное значение, так как разведанные запасы меди составляют в них около 50% от общих мировых разведанных запасов. Молибден из этих месторождений обычно добывается по-

путно. Но иногда, например на Каджаранском, Сорском и некоторых других месторождениях, основным продуктом добычи становится молибден, а медь рассматривается как попутный компонент. Обычно эти месторождения являются комплексными

медно-молибденовыми, в которых отношение меди к молибдену в среднем 10 : 1. Доля разведанного молибдена в них составляет не менее 35% от общих мировых запасов. Наряду с главными полезными компонентами из некоторых медно-молибденовых месторождений могут попутно извлекаться золото, серебро, висмут, иногда свинец и цинк. Эти месторождения являются также значительным источником рения, который заключен в молибдените (до 400—800 г/т).

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

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

Жильные месторождения в настоящее время не имеют промышленного значения, хотя содержание молибдена в жильной массе может достигать 1%, а меди и выше. Незначительные запасы этих месторождений и малоэффективный способ подземной их обработки не могут удовлетворять промышленность. Медно-мо-

либденовое оруденение в скарнах составляет небольшую долю от общих запасов медно-молибденовых руд, кроме того крупные скарновые месторождения редки. Рудные тела в скарнах характеризуются пласто-, линзообразными и более сложными формами.

Месторождения мезо-кайнозойского возраста размещены в молодых складчатых областях: в Андах (Браден, Чукикамата, Токвепала, Серро-Колорадо), Кордильерах (Кананеа, Сьеррита, Моренси, Рей, Инсперейши, Санта-Рита, Коппер-Крик, Бингам, Бетлехем, Ред-Маунтин), на Малом Кавказе (Анкаван, Дастакерт, Каджаран, Агарах), в Иранском Карадаге (Сар-Чешмех), Среднегорье Болгарии (Медет, Елаците, Прохорово), а также на Камчатке, Филиппинах и в Малайзии. Месторождения верхнепалеозойского возраста распространены в Кураминской (Кальмаккырское, Сары-Чеку) и Прибалхашской (Жоунрадское, Карабасское, Саянское) зонах Центрально-Азиатской складчатой системы герцинид. Нижнепалеозойское оруденение развито в Батеневско-Беллыкском поднятии Алтае-Саянской области каледонид (Киялых-Узеньское, Глафиринское, Сорское) и в Чингиз-Тарбагатайской структуре каледонид Казахстана (Бошекульское и др.).

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОЗИЦИИ

Промышленные месторождения медно-молибденовых руд широко распространены в складчатых областях фанерозоя — от каледонид до альпид. Общая продуктивность складчатых областей на медно-молибденовое оруденение закономерно возрастает от более древних к более молодым. Но это не означает, что масштабы месторождений зависят от возраста. Имеются крупные месторождения каледонского возраста, вполне сопо-

ставимые с киммерийско-альпийскими и по содержанию полезных компонентов, и по масштабам оруденения. Поскольку медно-молибденовые месторождения являются образованиями близповерхностными (500—1500 м), продуктивность регионов, вероятно, во многом определяется общей глубиной их эродированности со времени образования месторождений. Наиболее насыщенными оруденением являются киммерийско-альпийский складчатый пояс, развитый по западной окраине Американского континента, и альпиды Тетиса.

Медно-молибденовые месторождения расположены в складчатых областях разного возраста, геантиклинальных структурах и их обрамлении, которые в основном развивались в эвгеосинклинальных зонах и лишь немногие из них, как, например, в Кордильерах, находятся в миогеосинклинальных зонах. Большая часть этих структур формировалась не в один геологический цикл. Многие из них должны быть отнесены к геантиклиналям остаточного типа, по М. В. Муратову (1949 г.). Но имеются также геантиклинали (Батеневско-Беллыкская), закончившие развитие и в один геологический цикл. Медно-молибденовое оруденение встречается и в срединных массивах.

После главной фазы складчатости в связи с общим воздыманием геантиклиналей и развитием орогенных процессов во всех названных регионах наблюдается удивительно однотипный магматизм. Он начинался с образования крупных плутонов, в строении которых участвуют гранодиориты, монзониты, граниты, граносиениты, диориты, меньше габбро и горнблендиты. В дальнейшем породы плутонов прорывались сложным комплексом даек порфировых пород. Одновременно с образованием плутонов или несколько позже происходила эффузивная деятельность, в результате которой формировались

толщи пород трахиандезитовой формации.

Медно-молибденовые месторождения развиты в экзо- и эндоконтактных зонах плутонов пестрого состава, причем в обоих случаях вертикальный размах оруденения может достигать 1000 м и более. Наиболее тесно во времени и в пространстве оруденение ассоциирует с дайками порфировых пород. И оруденение, и порфировые породы контролируются разрывными нарушениями, как согласными с общим направлением складчатых структур, так и поперечными или косо ориентированными к ним.

В молодых складчатых областях 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.

МАГМАТИЗМ

Плутоны пестрого состава залегают среди чередующихся толщ вулканогенных, терригенных и карбонатных отложений зон эвгеосинклинального развития и реже среди карбонатных и терригенных пород миогеосинклинальных зон. Площади их выходов на поверхность достигают нескольких тысяч квадратных километров. Примерами детально изученных плутонов являются кайнозойский Мегри-Ордубайский на Малом Кавказе, герцинский Алмалыкский в Кураминской зоне, каледонские Уйбатский и Улено-Туимский в Батеневско-Беллыкской зоне. Исследователи этих плутонов подчеркивают их пестрый петрографический состав, безусловное влияние на него вмещающих пород и многофазность магматического процесса (Б. М. Меликсетян, 1964 г.; А. В. Покровский, 1958 г., и др.).

Породы ранней фазы представлены монцонитами, гранодиоритами, сиенитами, сиенито-диоритами, диоритами, меньше габбро-диоритами, габбро, горнблендитами, пироксенитами. В целом они характеризуются резко варьирующим количественно-минералогическим составом, частыми и быстрыми сменами структурно-минеральных разностей. Следующая фаза в основном представлена кварцевыми сиенитами и граносиенитами, а также нормальными щелочноземельными породами — порфиroidными кварцевыми диоритами, трондьеитами и гранодиоритами. Породы второй фазы по петрологическим особенностям в общих чертах сходны с породами первой фазы. Их главным отличием являются отчетливо выраженная порфиroidность и несколько более кислый состав. Порфиroidные выделения представлены преимущественно плагиоклазом и калиевым полевым шпатом, в разностях основного и среднего состава — клинопироксеном и роговой обманкой. Третью фазу образуют биотитовые и биотит-роговообманковые граниты, гранодиориты, адамеллиты, граносиениты, а также лейкократовые граниты. Они характеризуются порфиroidным строением; основная масса, в которую погружены вкрапленники калиевого полевого шпата, роговой обманки, олигоклаз-андезина, реже биотита и кварца, обладает гипидиоморфнозернистой, реже микропегматитовой и аплитовой структурами.

В плутонах пестрого состава наблюдаются парагенезисы калиевого полевого шпата с андезином, лабрадором, роговой обманкой, пироксеном и биотитом. Начало кристаллизации калиевого полевого шпата часто опережало начало кристаллизации всех других вышеперечисленных минералов. Эти парагенезисы, отвечающие полям II и IV диаграммы Д. С. Коржинского (1957 г.), ха-

рактерны для гранитоидов с повышенной щелочностью, в процессе кристаллизации которых проявлялась высокая активность щелочей, особенно калия. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, ортитом, монацитом, магнетитом, ильменитом, титаномагнетитом; в наиболее кислых разностях пород изредка встречаются ксенотим, анатаз, ураноторит, рутил, эвксенит, касситерит.

По минеральному и химическому составу рассматриваемые породы относятся к щелочноземельной серии. Вместе с тем они характеризуются следующими особенностями: 1) пересыщенностью глиноземом и недопосыщенностью кремнеземом по сравнению со средними типами пород, по Р. Дэли; 2) более высоким содержанием кальция и железа, нежели в средних типах пород; 3) колебанием щелочности в значительных пределах (наряду с разностями, отвечающими среднему типу пород, имеются породы с заметно повышенной щелочностью).

Согласно систематике магматических пород Ю. А. Кузнецова (1964 г.) они могут быть отнесены к формации батолитов пестрого состава, при формировании которых большую роль играли процессы магматического замещения и ассимиляции. Состав образующихся магматических пород, согласно Д. С. Коржинскому (1955 г.), в первую очередь определяется химическими потенциалами щелочей, режим которых в значительной мере зависит от состава замещаемых пород и от соотношения возникающих диффузионного и инфльтрационного потоков. Преобладание диффузионного потока ведет к ассимиляции вмещающих пород, а в случае существенно инфльтрационного процесса компоненты, избыточные против котектического состава магмы, выносятся и накапливаются во вмещающих породах, в ре-

зультате чего происходит базификация последних перед фронтом магматического замещения.

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

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

После магматические процессы, формировавшие медно-молибденовые месторождения,

развивались стадийно и начинались с дорудных калишпатизации и сменявшей ее альбитизации продуктивных гранитоидов, а также скарнирования карбонатных пород экзоконтакта. Калишпатизированные породы обычно распространены широко, в то время как альбитизированные развиты незначительно.

Зоны калишпатизации мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров, ориентированные в одном или нескольких направлениях в соответствии с характером трещиноватости пород, предшествовавшей этому процессу, обычно находятся в центральных частях месторождений и прослеживаются на глубину до 700—1000 м.

В ряде случаев, например на Сорском месторождении, калишпатизированные породы наряду с четкими зонами образуют тела столбов-, линзо- и наукообразных форм. Размер таких тел в поперечнике достигает десятков и даже сотен метров. В плане размер ореола калишпатизированных пород нередко составляет 1,0—1,5 км².

Скарны развивались в условиях карбонатной среды, реже в эффузивах среднего состава (Южный Янгикан). Особенно широко они распространены на медно-молибденовых месторождениях Хакасии, где связаны с Улено-Туимским, Уйбатским и Сырским плутонами. На Малом Кавказе — это месторождения Анкаванское и Гехи, а в Казахстане — Каратас I и Саякское. Обычными минеральными парагенезисами скарнов являются: гранат — пироксен; гранат — пироксен — везувиан; гранат — эпидот; гранат — эпидот — везувиан; гранат — пироксен — плагиоклаз; гранат — пироксен — волластонит; гранат — пироксен — плагиоклаз — волластонит. Гранат представлен рядомgrossуляр — андрадит, пироксен — рядом геденбергит — салит — диопсид.

Эти парагенезисы свидетельствуют об известковом характере скарнов, среди которых проявляются те же, что и на месторождениях вольфрам-молибденовой и молибденовой формаций, температурные фации и фации железистости.

На дорудные метасоматические образования — калишпатизированные породы и скарны — накладывалась рудная минерализация. В основном она связана с различными кварцевыми образованиями.

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

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

Молибденит в прожилках ассоциирует с сульфидами меди: халькопиритом, борнитом, энаргитом, а также пиритом, содержащим выделения кубанита, и рутилом. Распределены эти рудные минералы в кварце очень разнообразно. Они встречаются и отдельно друг от друга, и в различных комбинациях друг с другом, как в виде равномерной вкрапленности,

так и в виде гнездовых скоплений. Кристаллы молибденита идиоморфны по отношению к пириту и сульфидам меди, корродируются ими и нередко бывают включены в их выделения; в свою очередь, пирит корродируется и замещается сульфидами меди. Следовательно, можно считать последовательность выделения минералов следующей: молибденит → пирит → халькопирит и другие сульфиды меди.

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

Однако из этого правила имеются исключения. Так, почти во всех скарновых и штокверковых медно-молибденовых месторождениях Хакасии основная медная минерализация предшествует формированию продуктивного молибденового оруденения. Аналогичная картина наблюдается и на Анкаванском скарновом месторождении Малого Кавказа.

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

На промышленных месторождениях, где кварцевые образования содержат значительные количества молибденита или молибденита и сульфидов меди, ассоциирующий с ними пирит обычно присутствует в небольшом количестве. На непромышлен-

ных месторождениях, где кварцевые жилы и прожилки характеризуются невысокими содержаниями молибденита, содержание пирита в них резко возрастает и превосходит содержание молибденита; вместе с пиритом здесь часто ассоциирует магнетит. Примерами таких месторождений могут служить в Батеневско-Белыкском поднятии рудопроявления Адырлых, Камыштинской группы, Агаскырское и др., в Мисхано-Зангезурской зоне Малого Кавказа — Загиндзорское, Мроцкое, Твакарское, Команлуйское и др.

Кварцевые прожилки с пиритом широко распространены практически на всех медно-молибденовых месторождениях. Мощность их обычно не превышает 5—6 см. В прожилках мощностью от 0,5 см и более обычно преобладает кварц, а 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. Пирит-кварцевые прожилки пересекают все вышеохарактеризованные минеральные проявления или накладываются на них, усложняя строение ранее образованных жил и прожилков; на месторождениях жильного типа они обычно развиты вдоль контактов ранее возникших кварцевых жил.

Пирит-кварцевые прожилки и жилы сопровождаются интенсивной серицитизацией вмещающих пород. Около них развиты последовательно сменяющие одна другую (от неизмененного гранита к кварцевой жиле) зоны слабо серицитизированного, серицитизированного, сильно серицитизированного гранита и мусковит-кварцевой породы, содержащие до 2—3% пирита.

Полиметаллическая минерализация предста-

влена жильными и прожилковыми образованиями, в которых главными минералами являются кварц, мусковит, карбонаты, галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, теннантит, тетраэдрит, висмутин, самородный висмут; второстепенные и редкие минералы — галеновисмутин, буланжерит, арсенопирит, пираргирит, гессит, джемсонит, аргентит, самородные серебро и золото.

Околорудный метасоматоз в связи с полиметаллической минерализацией характеризуется интенсивной серицитизацией или березитизацией вмещающих пород. Это типичный процесс кислотного выщелачивания с образованием полной метасоматической колонки, по Д. С. Коржинскому.

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

Во внешней зоне изменение гранитоидов сводится к замещению пироксена и роговой обманки карбонатом и сфена — лейкоксеном. Следующая зона состоит из кварца, калиевого полевого шпата, альбита, биотита, глинистых минералов и карбонатов. Здесь глинистыми минералами и карбонатами замещается плагиоклаз. Далее следует зона, в которой к ранее названным замещенным минералам гранитоидов прибавляется биотит. Наконец, максимально аргиллизированные граниты состоят из кварца, калиевого полевого шпата,

глинистых минералов и карбоната. В результате процесса аргиллизации из пород почти полностью выносился натрий, в значительной мере оказались удаленными калий и кальций, уменьшились содержания кремнезема, алюминия, железа, резко увеличилось содержания углекислоты, кристаллизационной воды и серы; несколько возросло содержание магния.

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

Прожилки цеолитов не имеют широкого распространения, но на отдельных месторождениях (например, Каратасском) встречаются довольно часто. Сложены они в основном десмином; встречаются в них гейландит, шабазит, ломонтит, спорадически анальцит. Цеолиты выполняли открытые трещины и полости между обломками брекчированных пород. Мощность цеолитовых прожилков колеблется от долей миллиметра до 1—2 см. Контакты их резкие. Для них характерно крустификационное строение.

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И РУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ

Медно-молибденовые месторождения расположены в породах плутонов пестрого состава или в их ближайших экзоконтактовых зонах. Это наблюдается во всех складчатых областях, где развито оруденение медно-молибденовой формации. Не менее тесно оруденение этой формации связано

с малыми интрузивными телами гранит-порфиоров, гранодиорит-порфиоров, сиенит-порфиоров, диорит-порфиритов, лампрофиоров, прорывающими плутоны пестрого состава. Взаимоотношения оруденения с этими породами весьма сложные. В Мисхано-Зангезурской зоне Малого Кавказа медно-молибденовое оруденение большей части месторождений наложено на дайки и штоки порфировых пород. На Каджаранском месторождении оно обычно не распространяется в дайки гранодиорит-порфиоров; на расстоянии нескольких сантиметров от последних рудные прожилки обычно выклиниваются. Это свидетельствует, по-видимому, об отсутствии интенсивных тектонических движений в период между образованием гранодиорит-порфиоров и оруденением, а также о близости их формирования во времени.

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

Весьма сложные взаимоотношения оруденения с порфировыми породами наблюдаются на медно-молибденовых месторождениях Батеневско-Беллыкской зоны. На Сорском месторождении автором было установлено по меньшей мере двукратное внедрение субщелочных кварцсодержащих порфиоров. Наиболее ранние из них — порфиры I — пересекают зоны калишпатизации, тела калишпатового и кварц-калишпатового состава, а также кварцевые штоки и жилы с сульфидами меди и молибденитом. Порфиры I пересекаются кварцевыми прожилками, содержащими основное молибденовое оруденение, и содержат местами густую

вкрапленность молибденита. Порфиры II, являющиеся почти полным аналогом порфиров I, рассекают всю промышленную медно-молибденовую минерализацию, а также порфиры I, но, в свою очередь, пересекаются кварцевыми прожилками с пиритом и флюоритом. На Киялых-Узеньском месторождении скарны пересечены дайками аплитов и гранодиорит-порфиров, которые рассечены кварцевыми прожилками с молибденитом. Здесь же дайки диабазовых порфиритов, пересекающие медно-молибденовую минерализацию, секутся проявлениями свинцово-цинковой минерализации. На Ипчульском месторождении основная часть даек гранит-порфиров предшествует оруденению, но имеются случаи пересечения дайками гранит-порфиров кварцевых прожилков с молибденитом.

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

Таким образом, во взаимоотношениях оруденения медно-молибденовых месторождений с дайками и штоками разнообразных по составу порфировых пород нет закономерностей — они могут быть самыми разными и порой очень неожиданными. Распространение даек и штоков порфировых пород обычно носит широкий поясовый характер, и наличие их не предопределяет обязательное присутствие здесь же медно-молибденового оруденения. Все это позволяет сде-

лать вывод об относительной независимости и часто параллельном развитии очагов, из которых отделялись рудоносные растворы, образовавшие медно-молибденное оруденение, и очагов, из которых отделялись магматические расплавы, сформировавшие малые интрузивные тела разнообразных по составу порфировых пород.

РУДНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И РУДНЫЕ ОРЕОЛЫ

На месторождениях медно-молибденовой формации наблюдается рудная зональность двух типов: 1) зональность отложения, развивавшаяся при отложении рудных компонентов гидротермальными растворами одной стадии; 2) зональность пульсационная, образовавшаяся в результате стадийного развития рудного процесса.

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

месторождения Браден отмечают Ф. Хоуэлл и Дж. Моллой (1960 г.).

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

Исследования по сопоставлению фоновых содержаний химических элементов с их содержаниями в околорудных породах показали, что главными рудными элементами-индикаторами месторождений медно-молибденовой формации являются молибден, медь, свинец, образующие значительные по размерам и выдержанные в пространстве эндогенные ореолы; другие элементы, участвующие в руд-

ном процессе, не создают выдержанных в пространстве ореолов, их повышенные против фона концентрации встречаются спорадически и потому не имеют большого поискового значения.

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

ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ И ПРИЗНАКИ, МЕТОДЫ ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МОЛИБДЕНА

Формационный анализ позволяет надежно определить поисковые критерии и признаки молибденового оруденения, важнейшими из которых являются геотектонические, магматические, минералогические, геохимические, а также геофизические. Месторождения, обеспечивающие промышленные запасы молибдена, по вещественному составу руд, связям с магматизмом и геотектоническим процессам четко разделяются на три рудные формации: медно-молибденовую, молибденовую и вольфрам-молибденовую.

Медно-молибденовые месторождения формировались в позднеорогенную стадию развития геосинклиналей. Большая часть их находится в эвгеосинклинальных зонах, главным образом в геантиклинальных структурах и их ближайшем обрамлении, а также в зонах стыка раз-

новозрастных складчатых систем и реже в активизированных срединных массивах. В геантиклиналях, относящихся к структурам остаточного типа, оруденение нередко тяготеет к краевым частям жестких блоков типа срединных массивов. Размещение медно-молибденовых месторождений определяется следующими факторами: 1) пространственной и генетической связью с плутонами, сложенными монзонитами, гранодиоритами, гранитами и диоритами, внедрившимися после основной фазы складчатости; 2) пространственной и, по-видимому, парагенетической связью с небольшими штоками и дайками порфировых пород; 3) зонами разломов, согласными или косо ориентированными к ним.

Месторождения молибденовой формации связаны с процессами активизации консолидированных участков

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

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

эндоконтактных зон не превышает 200—300 м.

Формации месторождений молибдена не отличаются по составу пород, слагающих малые интрузивные тела (штоки и дайки), обычно представленные аплитами, гранит-порфирами, диоритовыми порфиритами и лампрофирами, но резко различны по петрохимии пород крупных плутонов. Последнее обусловлено неодинаковой ролью процессов ассимиляции и гибридизма при их формировании: весьма значительной для плутонов пестрого состава (медно-молибденовая формация), ограниченной для плутонов, сложенных роговообманково-биотитовыми гранитами (молибденовая формация), и практически не проявленной в плутонах лейкократовых гранитов (вольфрам-молибденовая формация). Общими чертами магматических пород, с которыми связаны эндогенные месторождения молибдена, являются их щелочноземельный состав, повышенная щелочность против средних типов щелочноземельных пород и парагенетические ассоциации калиевого полевого шпата с пироксеном, роговой обманкой, лабрадором и андезином, свидетельствующие о повышенном потенциале калия в процессе кристаллизации магмы. Молибден в магматическом процессе не проявляет тенденции к накоплению в порообразующих минералах, а магматические породы, с которыми связаны месторождения молибдена, характеризуются содержаниями этого элемента (0,4—0,9 г/т), не превышающими его кларк. Вследствие ярко выраженных кислотных свойств молибден в гипогенных процессах тесно связан с SiO_2 и проявляет некоторую тенденцию к накоплению в магматических породах кислого состава. В то же время повышенная щелочность магм способствует миграции молибдена в газовую и водную фазы, затем он выносятся из магматических очагов.

Итак, на основании анализа мелкомасштабных геологических карт, истории геологического и магматического развития территорий производится их оценка в отношении перспектив выявления месторождений той или иной рудной формации. Поскольку содержание молибдена в рудах месторождений медно-молибденовой и вольфрам-молибденовой формаций обычно не превышает 0,06—0,1% (имеется в виду штокверковый тип оруденения, на котором базируется современная промышленность), а в месторождениях молибденовой формации может достигать 0,3%, то районирование территорий по формационным типам молибденовых месторождений имеет, очевидно, большое практическое значение. Так, сходство геологического развития в мезозое территорий Восточного Забайкалья и хребтов Станового и Джугджур позволяет положительно оценить последние в отношении выявления месторождений молибденовой формации. Исходя из формационного анализа, можно сделать вывод о преобладающей роли вольфрама над молибденом в месторождениях Горного Алтая. Поэтому поисково-оценочные работы здесь следует планировать и проводить на вольфрам, учитывая молибден лишь как попутный компонент, не имеющий самостоятельного значения.

Таким образом, общерегиональные геологические предпосылки и поисковые критерии позволяют методом аналогии и сравнительного анализа оценивать новые регионы в отношении их молибденоносности. Такая оценка производится лишь весьма приближенно.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ

Послемагматические процессы начались дорудными калишпатизацией и сменявшей ее альбитизацией про-

дуктивных гранитов, а также скарнированием карбонатных пород экзоконтакта. Эти метасоматические изменения протекали при температурах свыше 450° С.

Калиевые полевые шпаты месторождений разных рудных формаций различаются содержанием в них рубидия, а следовательно, и отношением калия к рубидию — для вольфрам-молибденовых месторождений значения последнего колеблются в пределах 100—150, для молибденовых 150—450, для медно-молибденовых 500—800. По-видимому, это происходит за счет постепенного накопления рубидия в магматическом и послемагматическом процессах от плутонов пестрого состава и связанных с ними медно-молибденовых месторождений к плутонам лейкократовых гранитов и связанным с ними вольфрам-молибденовым месторождениям. Это отражает степень дифференциации материнской магмы и соотношение в ней корового и подкорового вещества. Роль последнего убывает в направлении вольфрам-молибденовой формации, исчезая в ней практически полностью.

Рудная минерализация связана с процессом кислотного выщелачивания. Наиболее ранними являются кварцевые жилы и прожилки с магнетитом, на контакте с которыми во вмещающих породах лишь биотит и роговая обманка частично замещены хлоритом и карбонатом. Затем формировалось основное молибденовое оруденение — вначале возникли молибденит, вкрапленный во вмещающие породы, и кварцевые прожилки с крупночешуйчатым молибденитом, позднее — кварцевые прожилки с мелкочешуйчатым молибденитом. Температура образования раннего молибденита 370—430° С, позднего — 300—370° С. В ассоциации с молибденитом встречаются кубанит, рутил, молибдошеелит, а также халькопирит, образующий струк-

туры распада в борните. На молибденовых и вольфрам-молибденовых месторождениях молибденит по существу является единственным промышленно-ценным рудным минералом данной стадии рудного процесса, а на медно-молибденовых месторождениях с ним ассоциируют сульфиды меди, содержащие основную часть промышленной меди этих месторождений. Околожилные изменения обычно выражены слабой мусковитизацией вмещающих пород и лишь на некоторых месторождениях (Восточно-Коунрадское, Умальтинское) развиты слюдисто-кварцевые грейзены.

На вольфрам-молибденовых месторождениях вслед за молибденовой минерализацией развивалась вольфрамовая при температурах 280—350° С. Она связана с кварцевыми жилами и прожилками, сопровождающимися интенсивной грейзенизацией вмещающих пород с образованием фторсодержащих минералов. Ранняя ассоциация вольфрамита или шеелита с пиритом, висмутином, флюоритом, топазом, мусковитом, небольшими количествами молибденита, иногда касситерита и аксессуарными бертрандитом, гельвином, браннеритом и ильменорутилом сменяется более поздней ассоциацией гюбнерита с пиритом, флюоритом и мусковитом.

На месторождениях всех трех формаций широко распространены кварцевые прожилки с пиритом, халькопиритом и золотом. Вмещающие породы около них интенсивно серицитизированы. Температура формирования этой минерализации 250—300° С.

Заканчивался рудный процесс образованием кварц-карбонатных прожилков и жил со свинцово-цинковым оруденением, обычно незначительно распространенным. Вмещающие породы березитизированы. Температура процесса 150—250° С. На

многих молибденовых месторождениях после рудообразования вмещающие породы подвергались аргиллизации, а завершился гидротермальный процесс отложением карбонатов и цеолитов из низкотемпературных (50—150° С) растворов.

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

В сравнении с промышленными месторождениями на небольших рудопрооявлениях не наблюдается полного развития послемагматического процесса. Здесь обычно слабо, на небольшой площади проявлены такие процессы, как калишпатизация и аргиллизация, причем для них характерна одноактность развития молибденового оруденения. Это или вкрапленность молибденита во вмещающих породах, или сравнительно редкие жилы и прожилки кварца с молибденитом без признаков нахождения на них более поздней молибденовой минерализации.

На промышленных месторождениях, где кварцевые образования характеризуются высокими содержаниями молибденита, ассоциирующий с ним пирит присутствует, как

правило, в небольших количествах. На бедных, непромышленных месторождениях в кварцевых жилах и прожилках мало молибденита, но в них резко возрастает содержание пирита (не наложенного, а в паразитизме с молибденитом!). Вместе с пиритом нередко присутствует магнетит. Примерами таких месторождений, бедных по содержанию молибдена в рудах, могут служить Агаскырское, Адырлыхское, Камыштинское (Батеневско-Беллыкское поднятие), Ширгинское, Люндорское, Кудиканское, Джегдачинское (Восточное Забайкалье), Загиндзорское, Мроцкое, Твакарское, Команлуйское (Мисхано-Зангезурская зона) и др.

Наблюдающаяся последовательность выделения минералов: молибденит → пирит → магнетит позволяет сделать предположение, что при высоких концентрациях молибдена в гидротермальном растворе практически вся реакционноспособная сера расходовалась на построение молибденита — наиболее высокотемпературного сульфида. При низкой концентрации молибдена в растворе после кристаллизации молибденита оставалось значительное количество серы, которая соединялась с железом, всегда присутствовавшим в достаточном большом количестве и в самих растворах, и во вмещающих породах. После связывания всей серы с железом, вследствие повышения рН растворов в условиях высоких температур могли выделяться окислы железа вплоть до магнетита.

РУДНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ПРИ ОЦЕНКЕ ОРУДЕНЕНИЯ

Постоянными спутниками молибдена в рассматриваемых месторождениях являются медь, свинец и цинк, количественные соотношения которых с молибденом в месторождениях разных формаций различны.

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

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

гранитных плутонов, а вольфрам и висмут распространяются дальше в экзоконтактовую зону (Джидинское, Коктенкольское, Джанетское и другие месторождения).

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

Таким образом, характер рудной зональности позволяет судить по соотношению молибдена с элементами-спутниками и по их взаимному пространственному расположению о глубине эродированности оруденения, и следовательно, о его перспективах на глубину. Например, крупный ореол молибденовой минерализации, выявленный в плутоне лейкократовых гранитов со следами значительного эрозионного среза, явно неперспективен, а совмещенные ореолы молибдена, вольфрама и висмута, обнаруженные над апикальной частью не вскрытого эрозией гранитного плутона, позволяют положительно оценить рудопроявление в отношении выявления на глубине промышленного оруденения.

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

мусковитизации (месторождения Умальтинское, Восточно-Коунрадское и др.).

ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА КОНЦЕНТРАЦИЮ ОРУДЕНЕНИЯ, ЕГО МОРФОЛОГИЮ И ВЕРТИКАЛЬНУЮ ПРОТЯЖЕННОСТЬ

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

Интрузив, содержащий то или иное количество растворенной воды, выделяет тепло при различных процессах: при охлаждении перегретой магмы, экзотермических фазовых реакциях кристаллизации, послекристаллизационном охлаждении, экзотермическом растворении поступающих глубинных эманаций, радиоактивном распаде и др. Повторное внедрение магмы безусловно удлиняет период существования высокотемпературного поля интрузива. Количество выделяющегося тепла зависит от температуры магмы, ее перегрева, состава, размеров магматической камеры. Глубина залегания последней обуславливает уровень исходной температуры вмещающих пород в соответствии со значением регионального палеогеотермального градиента и величиной литостатического давления. Чем глубже в земной коре залегает интрузив, тем меньше выделяется из него послекристаллизационного тепла, поскольку повышение гидроста-

тического давления снижает температуру кристаллизации магмы, а влияние геотермического градиента повышает температуру того фона, до уровня которого должно снизить свою температуру интрузивное тело (Лазаренков, 1967).

Существуют два способа передачи тепла из интрузива во вмещающую толщу — кондуктивный и конвективный. Обычно принято считать, что первый из них преобладает. Однако в обстановке существенной пересыщенности расплава летучими компонентами происходит выделение значительного объема растворов — на магматической стадии в связи с гранитизацией, базификацией, образованием магнезиальных скарнов, а на послемагматической — при развитии известковых скарнов, калишпатизации, альбитизации, окварцевании, грейзенизации, серицитизации, аргиллизации и других метасоматических, прожилковых и жильных образований.

Существующие различия в теплофизических свойствах исходных и вновь образованных метасоматических пород значительно усложняют теплопередачу. Известно, что величина теплового потока равна произведению коэффициента теплопроводности на градиент температуры. При стационарном тепловом потоке в горизонтальных пластах изотермы имеют вид горизонтальных плоскостей, тепловой поток в которых направлен вертикально; градиенты внутри таких пластов обратно пропорциональны их теплопроводностям. Под пластами с хорошей теплопроводностью температура будет ниже, а под пластами с плохой теплопроводностью — выше той температуры, которая там должна быть при отсутствии таких пластов. В вертикальных пластах тепловой поток имеет также вертикальное направление, но интенсивность его будет неодинаковой в пластах с разной теплопроводностью.

В наклонных пластах тепловой поток можно представить как сумму двух потоков. Один из них направлен перпендикулярно пластам и имеет одинаковую интенсивность, другой проходит параллельно граничным плоскостям пластов и пропорционален теплопроводности последних. Поэтому суммарный тепловой поток будет различным в каждом пласте по величине и направлению. Установлено, что величина теплового потока над замковыми частями антиклиналей выше, чем над их крыльями. Тела шарообразной, цилиндрической, линзовидной и других форм с высокой проводимостью как бы притягивают к себе тепло, и тепловые потоки внутри таких тел будут больше, чем в их окружении. И наоборот — линии теплового потока, приближаясь к телу с низкой теплопроводностью, стремятся его обойти; величина потока внутри такого тела будет уменьшаться (Корытникова, 1943).

Важным показателем теплофизических и термодинамических условий рудоотложения является удельная теплоемкость горных пород. Расчеты свидетельствуют, что при прогреве пород на сотни градусов разница в температурах нагревания различных пород (сланцев, мраморов, кварцитов, калишпатизированных и альбитизированных гранитов, магматических пород разного состава) может достигать десятков и сотен градусов за счет неоднородного характера функций $\bar{C}_p = f(T)$ (Дударев, 1965).

Таким образом, благодаря различиям в теплофизических свойствах пород тепловое поле становится весьма неоднородным. Сочетание тепловых проводников и тепловых аккумуляторов дает различные типы природных теплофизических систем — термостатов, тепловых экранов, тепловых изоляторов. Геометрия таких термостатированных структур (Летников, Нарсеев, 1971) различна и в зна-

чительной мере обусловлена геологическими факторами. Вместе с трещиноватостью, пористостью, проницаемостью они нередко во многом определяют морфологию и протяженность (по падению и простиранию) рудных тел: жилы, залежи, линзы, штоки, трубы, кольца и др.

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

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

ющимся во времени гидротермальным процессом.

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

Изучение этих месторождений показало, что общие размеры оруденения определяются главным образом размерами и морфологией рудопродуцирующих плутонов, а также степенью сохранности оруденения, т. е. глубиной его эрозионного среза (рис. 29, 30).

Наиболее крупное и концентрированное оруденение наблюдается в ассоциации с апикальными частями плутонов, характеризующихся простой куполообразной верхней поверхностью. В плане такие плутоны имеют изометричные, обычно овальные очертания с площадью по нижней кромке 100—300 км². Мощность их в центральных частях 8—10 км. Максимальная реально наблюдаемая вертикальная протяженность штокверковой рудной минерализации, связанной с такими плутонами, составляет 1500 м при глубине залегания апикальной части плутона 1300 м

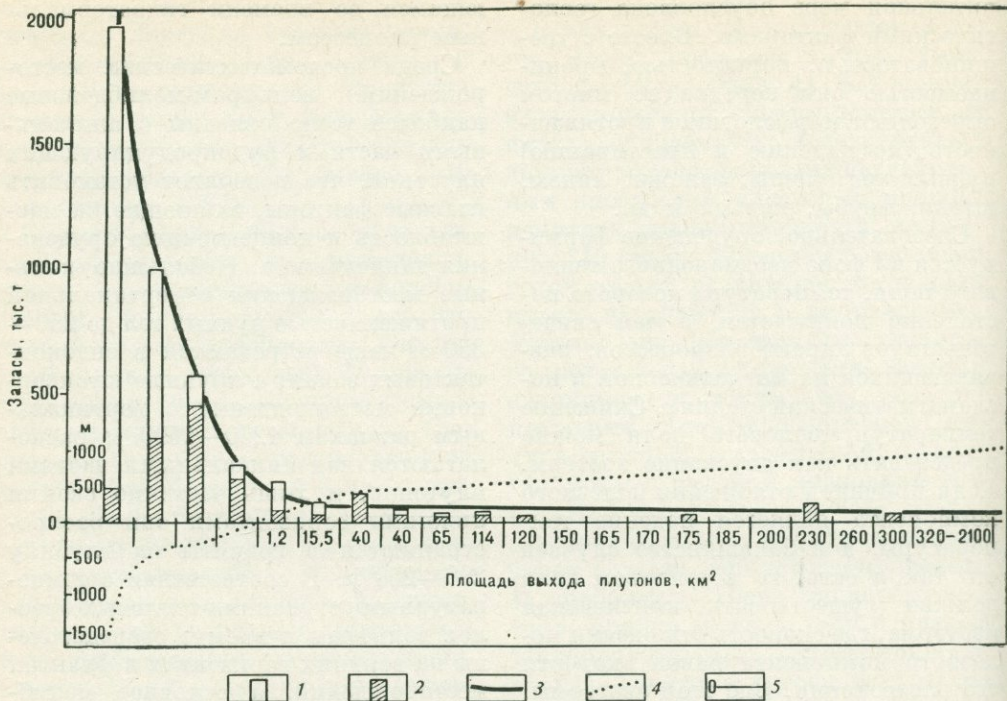


Рис. 29. График зависимости запасов вольфрама и молибдена от глубины залегания апикальных частей материнских плутонов и уровней их эрозионного среза.

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

ниже дневной поверхности. Вольфрам в таких месторождениях преобладает над молибденом. При разном уровне эрозионного среза этих месторождений, т. е. при разной глубине залегания рудопродуцирующих гранитов, протяженность оруденения и состав руд будут варьировать. При этом установлены следующие закономерности.

1. Очень крупные месторождения, в которых запасы вольфрама преобладают над запасами молибдена, находятся над апикальными частями материнских плутонов, залегающих на глубинах 1000—1500 м ниже дневной поверхности. Руды таких место-

рождений расположены в экзоконтактной зоне мощностью до 1500 м. Запасы триоксида вольфрама могут достигать в них многих тысяч тонн, основные же запасы молибдена сосредоточены на очень глубоких горизонтах, что представляет большие трудности для разведки и эксплуатации.

2. Наиболее оптимальные зоны развития молибденового оруденения находятся непосредственно над гранитными куполами в их ближайшем экзоконтакте мощностью 300—400 м. Запасы промышленного молибдена здесь могут достигать 300—500 тыс. т при содержании металла в рудах 0,1—0,2%. Вольфрам в этой зоне обычно присутствует как попутный компонент, но если в ней распространены карбонатные породы, то вертикальная дифференциация в пространственном размещении вольфрама и молибдена не проявлена или слабо проявлена, основные запасы

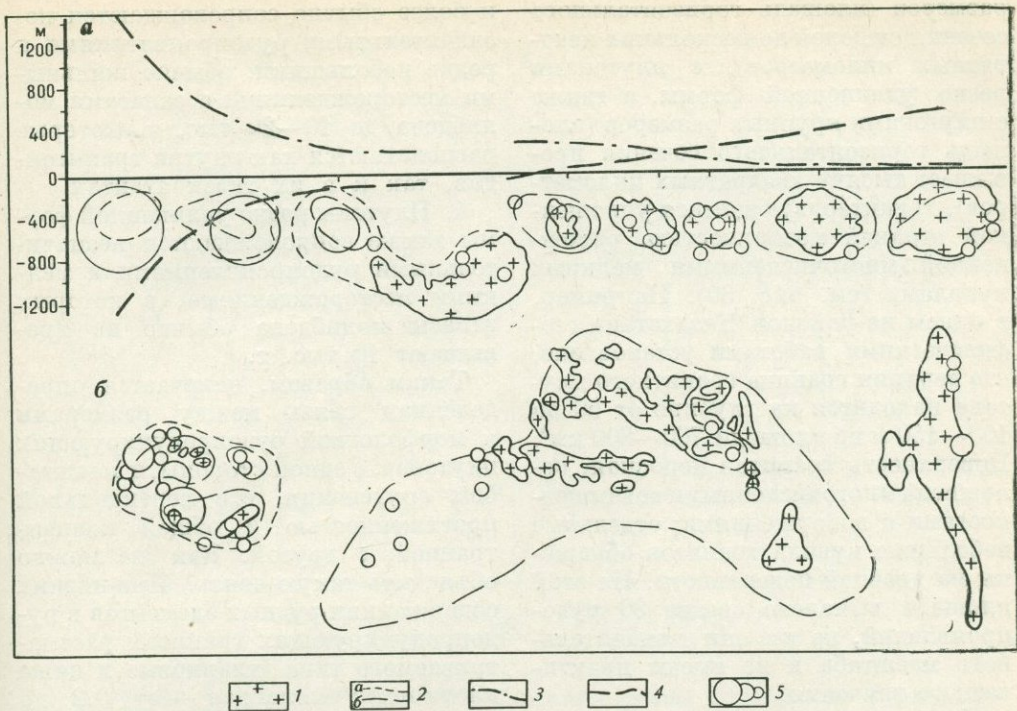


Рис. 30. Зависимость масштабов и вертикальной протяженности оруденения от морфологии, глубины залегания и эрозионного среза гранитных plutонов:

а — однокупольных, *б* — многокупольных.
 1 — обнаженные части гранитных plutонов; 2 — контуры plutонов по геофизическим данным: *а* — на глубине >1 км, *б* — на глубине <1 км; 3 — кривая изменения вертикальной протяженности оруденения; 4 — кривая изменения глубины залегания апикальных частей plutонов и глубины их эрозионного среза; 5 — условные относительные размеры оруденения

вольфрама так же, как и молибдена, сконцентрированы в породах ближайших экзоконтактов материнских plutонов.

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

4. В апикальных частях plutонов, едва вскрытых эрозией, обычно развиты месторождения жильного типа

мелких и средних размеров, в которых иногда междужилльное пространство занято бедным штокверковым оруденением.

5. Гранитные plutоны, обнаженные на площади свыше 100—150 км², как правило (за редким исключением), не сопровождаются промышленным молибденовым оруденением.

Анализ материалов более 100 месторождений и рудопроявлений показал, что вероятность встречи промышленных (по содержанию молибдена) месторождений составляет: в plutонах, не вскрытых эрозией и залегающих на глубинах свыше 150 м, — 20%; в plutонах при площади обнажения до 10 км² — 10%, от 10 до 20 км² — 6%, свыше 20 км² — 3—4,5%.

Оруденение малоконцентрированное, небольших масштабов, с вертикальной протяженностью от нескольких десятков до 100—200 м ассоциирует с plutонами незначительных

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

Мировая практика геологоразведочных работ на месторождениях молибденовой формации показывает следующее.

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

2. Месторождения средних размеров с запасами молибдена от 50 до 100 тыс. т ассоциируют с плутонами, эродированными неглубоко, характеризующимися развитием эндоконтактовых фаций не только в краевых, но и в центральных частях обнаженных массивов гранитоидов; площади выходов таких плутонов на поверхности не превышают 50—100 км².

3. Плутоны, эродированные значительно, с площадью выхода на дневную поверхность 200—800 км²

и более обычно сопровождаются незначительными рудопроявлениями и редко небольшими, обычно жильными месторождениями с запасами молибдена до 10—20 тыс. т, которые располагаются как внутри гранитоидов, так и в их экзоконтактах.

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

Таким образом, намечается определенная связь между размерами и морфологией рудопродуцирующих плутонов, с одной стороны, и масштабом оруденения, его вертикальной протяженностью и общей концентрацией, с другой. Как же можно объяснить такую связь? При низких содержаниях рудных элементов в рудопродуцирующих гранитах рудопродуцируемого типа (кларковые и ниже кларковых: молибден — от 0,2 до 0,9 г/т; вольфрам — от 1,2 до 3,2 г/т) промышленные концентрации могут образоваться при их мобилизации по всей магматической камере или значительной части ее. Следовательно, большое значение приобретают факторы концентрации рудоносного потока. Форма магматической камеры в этом процессе играет, по-видимому, первостепенную роль. Вмещающие породы почти всегда отличаются от пород эндоконтакта теплопроводностью, температуропроводностью, теплоемкостью, пористостью, трещиноватостью и т. д., что, несомненно, оказывает определенное влияние на условия распределения температур в околоинтрузивном поле, на направление движения теплового потока, летучих и рудоносных растворов. На выпуклом контакте сток тепла и летучих в окружающую среду происходит интенсивнее, чем на плоском, а на вогнутом слабее.

Именно куполо- или конусообразное строение кровли магматической

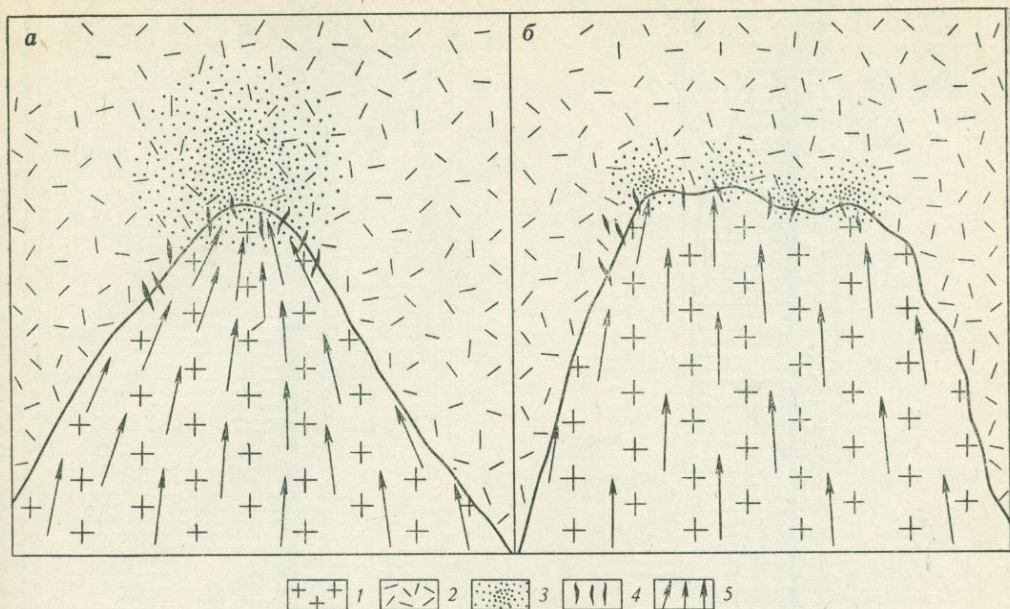


Рис. 31. Влияние морфологии кровли плутона на концентрацию оруденения.

a — однокупольный плутон, *б* — многокупольный плутон. 1 — граниты; 2 — вмещающие породы; 3 — оруденение штокверкового типа; 4 — рудоносные кварцевые жилы; 5 — направление движения рудоносных растворов

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

Уплотненная кровля магматической камеры и остывающего плутона не способствовала концентрации теплового и рудоносного потоков; рудные компоненты рассеивались, возникали многочисленные, но незначительные по размерам и вертикальной протяженности рудопроявления. Не способствовали концентрации оруденения

также резко удлиненные формы плутонов, формировавшихся в узких линейных, хорошо проработанных тектонических зонах. К таким плутонам приурочены довольно многочисленные, но мелкие месторождения и рудопроявления. Понятно, что магматические камеры небольших размеров могли обеспечить образование лишь мелких рудопроявлений.

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

ОЦЕНКА МОЛИБДЕНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ ПО ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ И ВТОРИЧНЫМ ОРЕОЛАМ

При проведении литохимических поисков открываются многочисленные вторичные ореолы молибдена, из которых лишь немногие образованы

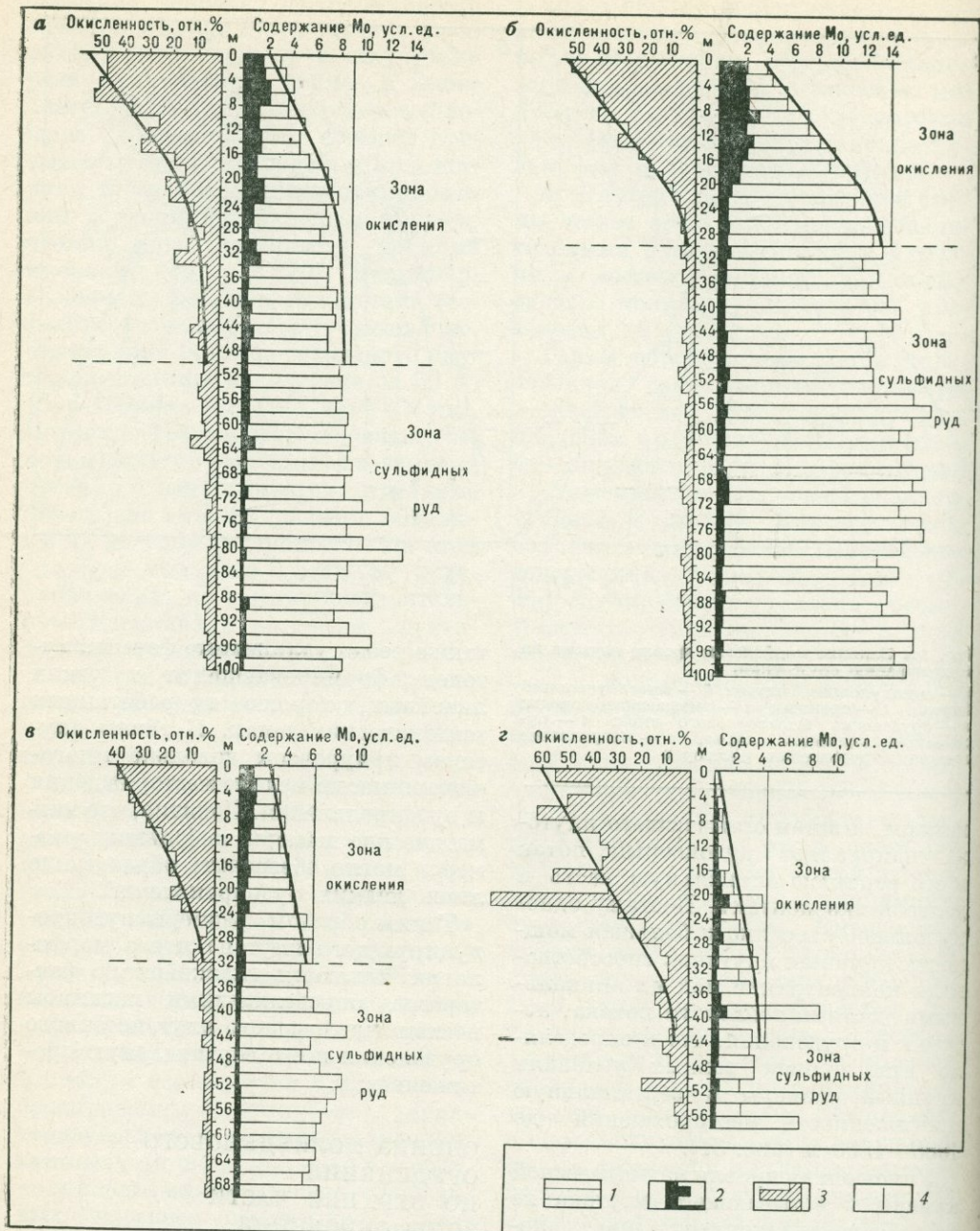
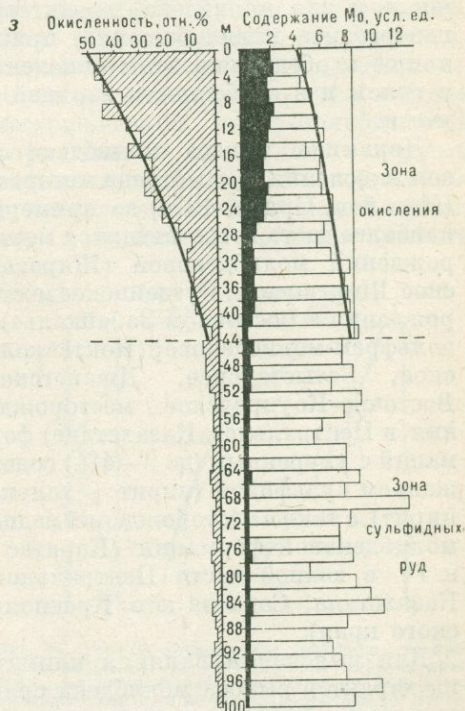
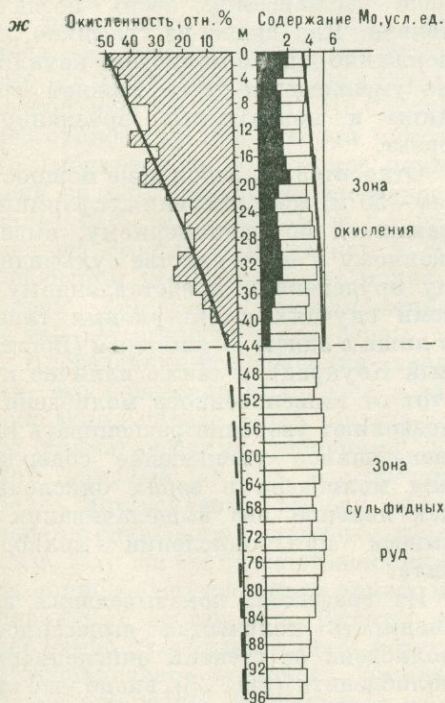
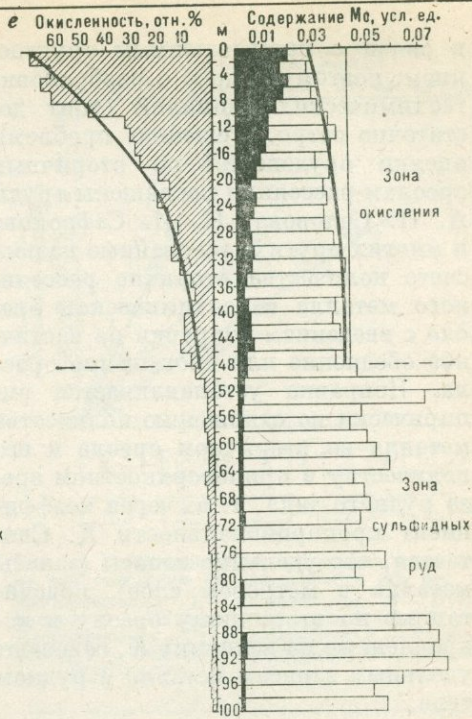
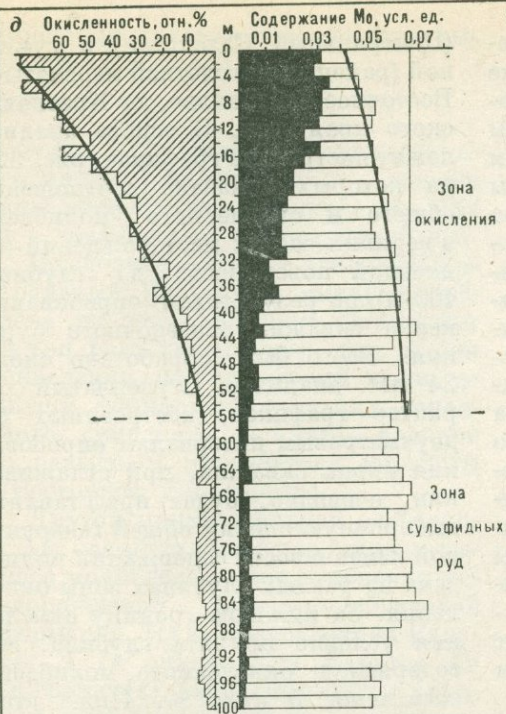


Рис. 32. Изменения среднего содержания молибдена с глубиной на разных месторождениях: а — Джанетское ($n = 4506$), б — Коктенкольское ($n = 4241$), в — Батыстауское ($n = 889$), г — Восточно-Коунрадское ($n = 120$), д — Жирекенское ($n = 5500$), е — Бугдаинское ($n = 2200$),

жс — Ширгинское ($n = 500$), з — Каратас IV ($n = 6000$).

1-3 — средние содержания молибдена: 1 — сульфидного, 2 — окисленного, абс. %, 3 — окисленного, отн. %; 4 — первоначальное содержание молибдена в зоне окисления; n — число анализов



в связи с промышленным оруденением, поэтому вопрос о разбраковке геохимических аномалий стоит достаточно остро. Решению проблемы оценки оруденения по вторичным ореолам рассеяния посвящены труды А. П. Соловова, Н. И. Сафронова и многих других, основанные на подсчете количества вторично рассеянного металла в геохимическом ореоле с введением поправки на частичное обеднение или обогащение ореола. Поправка устанавливается эмпирически по отношению количества металла во вторичном ореоле к его количеству в приповерхностном срезе рудного тела, т. е. через коэффициент пропорциональности K . Считается, что удельные запасы (запасы металла в метровом слое), подсчитанные по вторичному ореолу и исправленные на величину K , отвечают удельным запасам металла в рудном теле.

Однако для многих металлов (в том числе и для молибдена) характерно гипергенное выщелачивание, приводящее к обеднению зоны окисления в целом и в особенности верхней ее части.

Динамика выноса молибдена из зон окисления рассмотрена авторами (Покалов, Орлов, 1974) на примерах наиболее часто встречающихся месторождений молибденовой (Жирекенское, Ширгинское, Бугдаинское месторождения в Восточном Забайкалье) и вольфрам-молибденовой (Коктенкольское, Батыстауское, Джанетское, Восточно-Коунрадское месторождения в Центральном Казахстане) формаций с умеренным (до 3—4%) содержанием сульфидов (пирит + халькопирит), а также месторождений медно-молибденовой формации (Каратас I и IV в южной части Центрального Казахстана; Сора на юге Красноярского края).

Для выяснения влияния климата на характер выноса молибдена сравнивались месторождения аридной

(Центральный Казахстан) и гумидной (районы многолетней мерзлоты — Восточное Забайкалье, юг Красноярского края) зон. В основе анализа лежит построение графиков (рис. 32), на которых показано соотношение общего и окисленного молибдена в верхних частях месторождений (от дневной поверхности до глубины 100 м) по результатам опробования керн скважин разведочного бурения. Всего было обработано около 24 тыс. анализов. Ступенчатый характер графиков, построенных по двухметровым интервалам опробования керн скважин, при сглаживании, очевидно, будет представлять выборочную оценку общей генеральной изменчивости содержаний молибдена на разных глубинах зоны окисления. За нижнюю границу окисления условно принята глубина, где содержание окисленного молибдена составляет 5 отн. %. Ниже этой глубины степень окисления молибдена уменьшается очень незначительно. Как видно из графиков, содержание общего молибдена неуклонно уменьшается от ее нижней границы к поверхности эрозионного среза.

Относительно небольшие мощности (30—50 м) зон окисления, сформировавшихся по равномерному, выдержанному в просторстве сульфидному оруденению, представленному в семи случаях штокверковым типом и лишь в одном — жильным (Восточный Коунрад), а также наличие пустот от выщелоченного молибденита позволяют уверенно расценивать вышеназванное уменьшение содержания молибдена в зонах окисления как явление его выщелачивания и выноса при окислении молибденита.

Из графиков, показывающих зависимость количества вынесенного молибдена от степени окисленности молибденита (рис. 33), видно, что эта зависимость прямая, приближенно

пропорциональная и может быть выражена формулой

$$x = kc,$$

где x — доля молибдена, вынесенного из зоны окисления; c — степень окисленности молибденита, отн. %; k — коэффициент выноса молибдена.

В условиях аридного климата (Центральный Казахстан) вынос молибдена из зон окисления происходит в три раза интенсивнее, чем из зон окисления месторождений молибденовой формации в условиях холодного гумидного климата районов с развитием многолетней мерзлоты (Восточное Забайкалье).

Другой примечательной особенностью является снижение степени выноса молибдена из зон окисления месторождений медно-молибденовой формации. На месторождениях Каратас I (в скарнах) и Каратас IV (в гранитах), расположенных в аридной зоне Центрального Казахстана, коэффициент выноса молибдена в 1,5 раза ниже, чем на месторождениях вольфрам-молибденовой формации, находящихся в той же климатической зоне (см. рис. 33). На Сорском месторождении при степени окисления молибденита 80% вынос молибдена из зоны окисления составил не более 27%, т. е. также в 1,5 раза меньше, чем на Бугдаинском и Жирекенском месторождениях молибденовой формации, расположенных в той же климатической зоне.

Проведенные исследования показали, что поведение молибдена в зоне окисления определяется прежде всего климатическими условиями. Сухой аридный климат способствует более интенсивному выносу молибдена по сравнению с холодным гумидным. В то же время на степень выноса молибдена существенно влияет минеральный состав руд. Высокое содержание сульфидов железа в рудах обуславливает широкое развитие в зоне окисления гидроокислов желе-

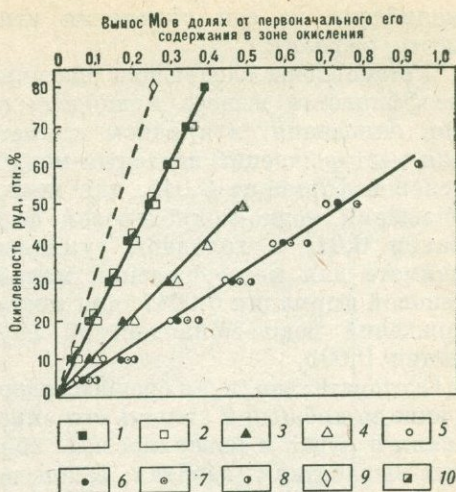


Рис. 33. График зависимости выноса молибдена из зон окисления от окисленности его руд. Месторождения: 1 — Жирекенское; 2 — Бугдаинское; 3 — Каратас I; 4 — Каратас IV; 5 — Джанетское; 6 — Коктенкольское; 7 — Ватыстауское; 8 — Восточно-Коунрадское; 9 — Сорское; 10 — Ширгинское

за, способных прочно удерживать, хотя и в небольших количествах, окислы молибдена. Поэтому более высокое содержание сульфидов в рудах месторождений медно-молибденовой формации по сравнению с рудами месторождений молибденовой и вольфрам-молибденовой формаций приводит к снижению степени выноса

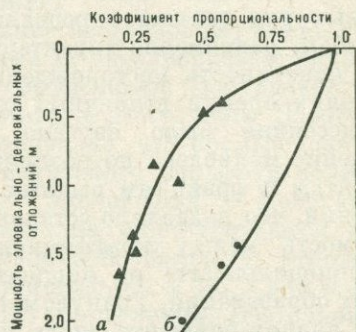


Рис. 34. График зависимости коэффициента пропорциональности K от мощности покрова элювиально-делювиальных отложений на вольфрам-молибденовом (а) и медно-молибденовом (б) месторождениях

молибдена из зон окисления этих месторождений.

Установлены следующие значения коэффициента выноса молибдена из зон окисления: в аридном климате для месторождений вольфрам-молибденовой формации 0,015, для месторождений медно-молибденовой формации 0,01; в холодном гумидном климате для месторождений молибденовой формации 0,0047, для месторождений медно-молибденовой формации 0,003.

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

$$X_1 = \frac{a}{1 - kc},$$

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

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

В целях оценки вторичных ореолов рассеяния было изучено распределение молибдена по различным горизонтам и фракциям рыхлых образований, что позволило установить зависимость между коэффициентом пропорциональности и мощностью рыхлых образований. Гранулометрический анализ большого числа проб показал повышение содержания молибдена в каменных и в меньшей мере в тонких фракциях. Установлено также сравнительно равномерное

увеличение содержания молибдена с глубиной.

В Центральном Казахстане развитие почвенного процесса с накоплением карбонатов, гипса, органики, легкорастворимых солей, полугорных окислов и колебания значений рН не приводят к существенному перераспределению молибдена в разрезе рыхлых образований, а роль испарительной концентрации сводится к повышению содержания молибдена в первом почвенном горизонте на 10—30% по сравнению со вторым почвенным горизонтом. Это позволило установить зависимость между мощностью чехла рыхлых образований и коэффициентом пропорциональности. Согласно этой зависимости на месторождениях вольфрам-молибденовой формации при мощности элювиально-делювиальных отложений 0,5 м содержание молибдена во вторичном ореоле в два раза ниже, чем в приповерхностном коренном оруденении, при мощности 1,5 м — в 4 раза и при мощности 2 м — в 6 раз (рис. 34, а). В рыхлых образованиях медно-молибденовых месторождений присутствие большого количества гидроокислов железа приостанавливает вынос молибдена примерно в два раза по сравнению с маложелезистым чехлом рыхлых образований вольфрам-молибденового оруденения (см. рис. 34, б). Соответственно коэффициент пропорциональности на медно-молибденовых месторождениях при мощности рыхлых образований 0,5 м равен 0,9, а при мощности 1,5 м — 0,62.

В Восточном Забайкалье вторичные ореолы рассеяния металлов частично смещены вниз по склону относительно коренного оруденения. Это объясняется сползанием покрова элювиально-делювиальных отложений вследствие широко развитых здесь солифлюкционных процессов. При сползании покрова рыхлых отложений происходит перемешивание

обломочного материала, содержащего рудные компоненты. В результате этого, а также вследствие небольшой роли солевой составляющей в общем рассеянии здесь не наблюдается существенного перераспределения элементов по вертикальному разрезу покрова рыхлых отложений. Исключение составляет подзолистый почвенный горизонт, который является горизонтом вымывания и состоит почти целиком из кварцевых зерен. Из него выносятся силикаты и рудные компоненты, даже кварц в нем неустойчив и в конечном счете также выносятся органическими кислотами. Зависимость между мощностью рыхлых образований и коэффициентом пропорциональности определялась по отдельным месторождениям и рудопроявлениям. При мощности рыхлых образований 1,5 м $K = 0,8$, при мощности 2 м $K = 0,5$, т. е. в Восточном Забайкалье вторичное рассеяние молибдена происходит в 3 раза менее интенсивно, чем в рыхлых образованиях вольфрам-молибденового оруденения Центрального Казахстана. Следовательно, в Восточном Забайкалье происходит в основном механическое рассеяние молибдена в рыхлых образованиях, а доля солевой составляющей вторичного рассеяния молибдена в 3 раза ниже, чем в Центральном Казахстане.

Однако определение коэффициентов пропорциональности еще недостаточно для правильной оценки оруденения. Как известно, в образовании вторичных ореолов участвует минерализация не только промышленного, но и непромышленного характера (независимо от типа месторождения — штокверкового, жильного или скарнового), причем по объему вторая нередко в 2—3 раза превышает первую. Поэтому для правильной оценки оруденения весьма важно выделить ту часть ореола, которая отвечает его промышленному контуру. С этой целью на уже

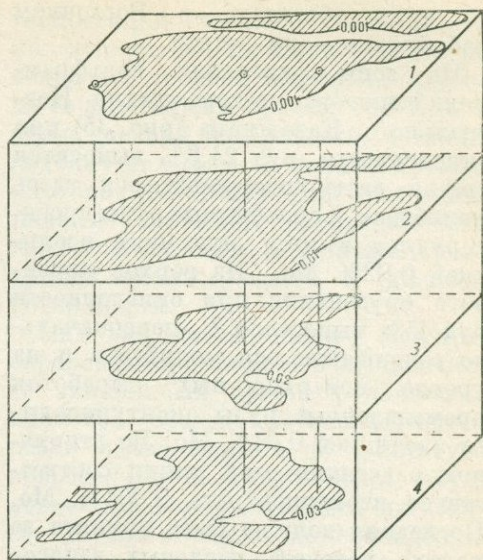


Рис. 35. Сопоставление контура промышленного оруденения с зоной окисления и вторичным ореолом в Центральном Казахстане.

Контуры молибденового оруденения: 1 — в плаще рыхлых образований; 2 — в приповерхностной части коренного оруденения; 3 — в зоне окисления в целом; 4 — в неокисленных рудах

изученных объектах необходимо проследить контур промышленных руд через зону окисления в верхнюю ее часть, вскрываемую поверхностными выработками, а из нее в плащ рыхлых отложений, покрывающих оруденение.

Такие исследования проведены авторами на штокверковом молибденовом оруденении Центрального Казахстана и Восточного Забайкалья. Установлено, что промышленные руды изученного вольфрам-молибденового оруденения Центрального Казахстана оконтуриваются в элювиально-делювиальных отложениях изолинией 0,001% Mo, а для молибденового оруденения Восточного Забайкалья рудной изолинией вторичных ореолов рассеяния в элювиально-делювиальных отложениях является изолиния 0,01% Mo. В Центральном Казахстане это установлено

на трех объектах, в Восточном Забайкалье — на десяти.

Из зоны окисления вольфрам-молибденового месторождения Центрального Казахстана (рис. 35) при окисленности руд 24,8% выносятся третья часть содержавшегося здесь молибдена, и сульфидные руды проектируются в зону окисления изолинией 0,02% Мо. Из верхов коренного оруденения при окисленности руд 45% выносятся $\frac{2}{3}$ первоначально содержавшегося молибдена и на уровне поверхностных выработок промышленные руды оконтуриваются изолинией 0,01% Мо. Во вторичном рассеянии этой линии соответствует изоконцентрация 0,001% Мо. Последняя должна быть принята за контур подсчета удельных запасов молибдена с учетом его выщелачивания и выноса как из зоны окисления, так и из рыхлых образований.

Сравнение разных срезов одного из молибденовых оруденений Восточного Забайкалья показывает, что сульфидные руды хорошо прослеживаются с глубины на поверхность в пределах изолиний 0,03% Мо в зоне окисления в целом, 0,02% — в самой верхней ее части и 0,01% Мо во вторичном рассеянии. Сопоставление удельных запасов молибдена в пределах указанных изолиний, учитывая его выщелачивание и рассеяние при окисленности руд (23,4% по зоне окисления и 70% в верхней ее части), дает хорошую сходимость с удельными запасами в сульфидных рудах.

Одно и то же значение «рудной» изолинии¹ для различных объектов одного региона объясняется расположением их вторичных ореолов в одинаковых ландшафтных условиях, предопределяющих близкую мощность чехла рыхлых отложений и одина-

ковые условия миграции молибдена. Обращает на себя внимание разное значение рудной изолинии вторичного рассеяния в этих двух регионах. Даже при несколько большей мощности плаща рыхлых отложений на молибденовом оруденении Восточного Забайкалья значение рудной изолинии здесь в 10 раз выше, чем в Центральном Казахстане. Этот факт является конкретным выражением роли солевой составляющей вторичного рассеяния в этих регионах. В Восточном Забайкалье при разрушении коренного оруденения происходит в основном механическое рассеяние молибдена; вынос его за пределы ореола в виде подвижных соединений солевого рассеяния невелик.

В общем случае отыскание «рудной» изолинии во вторичном ореоле может производиться по формуле

$$C_{вт} = C_{кор} K,$$

где $C_{вт}$ — значение «рудной» изолинии во вторичном ореоле; $C_{кор}$ — значение «рудной» изолинии в остаточном оруденении в верхах коренных пород; K — коэффициент пропорциональности для конкретной мощности плаща рыхлых отложений.

Таким образом, установление величины выноса молибдена из зон окисления и зависимости между мощностью рыхлых образований и величиной коэффициента пропорциональности, а также выделение «рудных» изолиний в рыхлых образованиях и в верхах коренного оруденения является необходимым условием оценки оруденения по вторичным ореолам и данным выработок. Такую оценку можно провести на основе поисково-разведочных работ масштаба 1 : 10 000.

В заключение необходимо подчеркнуть, что прогнозная оценка месторождения, определяемая по продуктивности вторичного ореола или по верхней части зоны окисления, должна опираться на его общую геологи-

¹ Изолиния, соответствующая проекции контура рудного тела на дневную поверхность.

ческую позицию, на наличие или отсутствие всей совокупности вышеохарактеризованных послемагматических процессов, на учет всех отмеченных особенностей молибденовой минерализации, полноту ее проявления, количественное соотношение парагенетически связанных в кварцевых жилах и прожилках молибденита и пирита; наконец, должны учитываться особенности рудной зональности, позволяющие судить о глубине эрозивного среза оруденения по его характеру на дневной поверхности.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ И ПРИЗНАКИ ОРУДЕНЕНИЯ

Поиски месторождений молибдена являются одной из наиболее сложных областей применения геофизических методов. Объясняется это в первую очередь рассеянностью оруденения, вследствие чего рудные тела, несмотря на высокую электропроводность молибденита по сравнению с вмещающими породами, не поддаются прямому выявлению геофизическими методами.

Геофизические работы при поисках месторождений молибдена направляются главным образом на решение геолого-картировочных задач, выявление рудоконтролирующих структур и по отношению к объекту поисков носят косвенный характер. Тем не менее геофизические методы находят чрезвычайно эффективное применение при поисках месторождений вольфрам-молибденовой формации.

Проблема поисков этих месторождений во многом сводится к обнаружению не вскрытых эрозией апикальных частей массивов лейкократовых гранитов и определению морфологии их верхней поверхности. Плотность этих гранитов обычно меньше плотности вмещающих пород на $0,05—0,12 \text{ г/см}^3$, что обуславливает четкие минимумы в гравитационном поле и по данным их количественной ин-

терпретации позволяет определять морфологию верхней поверхности не вскрытых эрозией плутонов, глубину ее залегания в пределах до 1500 м ниже дневной поверхности, а также глубину нахождения нижней кромки плутонов (6—10 км). При этом минимальные значения гравитационного поля отвечают местам максимального приближения гранитов к дневной поверхности.

Над ороговикованными и биотитизированными породами в экзоконтакте апикальных частей рудоносных плутонов обычно устанавливаются резко изменяющиеся по амплитуде повышенные магнитные поля, обусловленные развитием здесь магнетита. Таким образом, по совпадению минимумов гравитационного поля с максимумами магнитного поля довольно надежно определяется эпицентр не выходящего на дневную поверхность гранитного купола, к которому может быть приурочено вольфрам-молибденовое оруденение.

Применение геофизических методов при поисках месторождений других формаций менее эффективно, но в сочетании с другими методами позволяет успешно решать довольно сложные поисковые задачи. Поэтому всегда нужно иметь в виду следующее.

1. Гидротермально измененные породы, с которыми ассоциирует молибденовое оруденение, при геофизических съемках масштаба $1 : 200\,000$ и крупнее картируются локальными отрицательными гравитационными и магнитными аномалиями.

2. Метод вызванной поляризации позволяет фиксировать участки, обогащенные сульфидной минерализацией.

3. Калишипатизированные породы, к которым часто приурочено молибденовое оруденение, характеризуются низкой функциональной зависимостью между K и Th и хорошо фиксируются при гамма-спектрометрической съемке.

ФОРМАЦИИ ОЛОВЯННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождения олова размещены в геологических образованиях различного состава, возраста и связаны с разновозрастными гранитоидами. В истории развития земной коры наблюдается закономерное изменение интенсивности проявления оловянного оруденения и последовательная смена его формационных типов, сопровождавшаяся проявлением различных геохимических черт олова. Например, для щитов типичны проявления олова в связи с развитием оруденения формации редкометалльных пегматитов, слабее касситерит-кварцевой, а для молодых вулканических поясов Тихоокеанского побережья — преимущественно образования касситерит-сульфидной формации. В первом случае наиболее проявлены литофильные свойства олова; во втором — часто доминируют халькофильные черты. В земной коре оруденение олова распределено неравномерно и с неодинаковой интенсивностью: 75% сырьевых ресурсов олова размещено на площадях геосинклинально-складчатых областей герцинид, мезозойд и альпид, 25% — на щитах и срединных массивах (по 10%) и в мезозойских вулканических поясах (5%).

Формационная принадлежность оловянного оруденения в разнотипных геологических структурах далеко не одинаковая, следовательно, различными будут и критерии прогнозирования, оценки, поисков и разведки месторождений олова в их пределах.

Под оловорудной формацией понимаются месторождения и рудопроявления олова, характеризующиеся общностью минерального состава, околорудных изменений, генетиче-

ской и пространственной связи с гранитоидами, возникшими в определенных структурных условиях в истории геологического развития региона и отличающимися своеобразием петрохимических и геохимических черт. Следовательно, месторождения различных оловорудных формаций характеризуются следующим:

1) в пределах единого рудного поля различные по вещественному составу руды, связанные с одним гранитоидным комплексом, относятся к единой оловорудной формации;

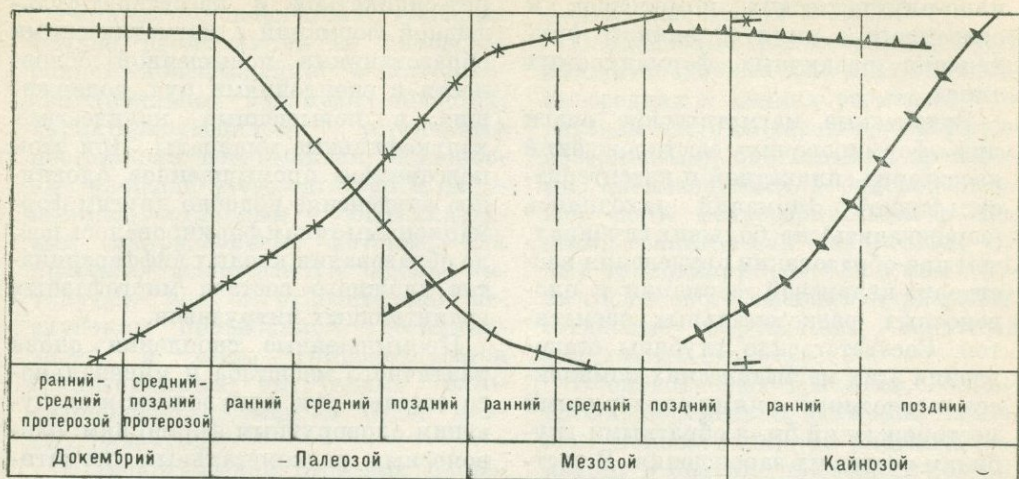
2) образование минеральных типов — фаций оруденения в рамках оловорудных формаций является следствием проявления гипогенной зональности, присущей каждой оловорудной формации в связи с особенностями строения и геолого-структурного развития локальной площади;

3) каждой оловорудной формации присуща типовая последовательность рудообразования, которая в отдельных случаях осложняется в зависимости от литологического состава вмещающих пород (оловоносные скарны, грейзены);

4) оловоносные скарны как минеральный тип промышленного оруденения пространственно могут ассоциировать со всеми оловорудными формациями при наличии в геологическом строении локальных площадей карбонатных пород, контактирующих с рудоносными гранитами. Однако наибольшие скопления олова скарнового типа связаны с касситерит-кварцевой формацией.

Месторождения олова по составу руд представлены преимущественно: в докембрии и нижнем палеозое оловоносными редкометалльными пегматитами, значительно реже грейзено-

Линия максимального проявления оловянного оруденения различных формаций



1 — редкометалльные пегматиты; 2 — касситерит-кварцевой; 3 — касситерит-силикатной; 4 — касситерит-сульфидной

Рис. 36. Эволюция состава оловоносных минеральных комплексов в истории развития земной коры.

1 — оловоносные редкометалльные пегматиты; 2 — оловоносное оруденение касситерит-кварцевой; 3 — касситерит-силикатной; 4 — касситерит-сульфидной

(2650—2100 млн. лет) до позднего неогена (12,5—7 млн. лет). При этом происходило направленное возрастание интенсивности оруденения к позднему мезозою. Одновременно оно сопровождалось последовательной сменой оловорудных формаций.

В результате эволюции гранитоидного магматизма и состава минеральных комплексов в истории развития земной коры произошла практически полная смена оловорудных формаций (рис. 36). Очевидно, основными причинами изменений состава минеральных комплексов руд и интенсивности оруденения следует считать:

1) изменение физических свойств земной коры, характера и интенсивности проявления тектоно-магматических процессов;

2) неодинаковую глубину зарождения оловоносных магматических очагов и последующего становления интрузивов в процессе формирования геологических структур.

Этим обусловлены, по-видимому, значительные различия в петрохимическом и геохимическом составе разновозрастных кислых дифференциатов

вым, кварцевым и скарновым минеральными типами касситерит-кварцевой формации; в верхнем — среднем палеозое и раннем — среднем мезозое (юра — ранний мел) — кварцевым, грейзеновым и скарновым типами касситерит-кварцевой формации, им резко уступает оруденение оловоносных редкометалльных пегматитов; в позднем палеозое (пермь, возможно, триас), верхнем мелу и олигоцене — миоцене — турмалиновым, хлоритовым, многосульфидным, слабее скарновым типами касситерит-силикатной формации; в раннем палеогене и позднем неогене — минеральными типами касситерит-сульфидной и риолитовой формаций.

Оловоносное оруденение различных формационных типов образовывалось в большом интервале времени геологической истории земной коры: от раннего — среднего протерозоя

рудоносных плутонических и вулканоплутонических комплексов и связанного с ними оловянного оруденения различных формационных типов.

Рудоносные магматические очаги при формировании месторождений касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций находились (зарождались) на больших глубинах, чем при образовании оруденения касситерит-кварцевой формации и оловоносных редкометалльных пегматитов. Соответственно глубины становления этих магматических комплексов и связанных с ними оловорудных месторождений были обратными глубинам очагов их зарождения. В частности, магматические очаги, обусловившие возникновение оловянного оруденения касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций, могли зародиться в наиболее глубоких частях сиалического слоя или даже в верхних частях мантии (С. Ф. Лугов, 1973 г.). В этом случае более объяснима постоянная и тес-

КАССИТЕРИТ-КВАРЦЕВАЯ ФОРМАЦИЯ

Основными полезными компонентами месторождений данной формации являются олово и вольфрам, соотношения которых колеблются в широких пределах. Руды нередко отличаются повышенным содержанием попутных редких металлов и мышьяка. Оруденение обычно представлено грейзеновым и кварцевым, реже скарновым типами, образующими мелкие, средние и, как исключение, крупные рудные залежи.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ И МАГМАТИЗМ

Районы преимущественного развития рудопроявлений и месторождений олова касситерит-кварцевой формации размещаются в мио- и эвгеосинклинально-складчатых систе-

ная ассоциация оруденения касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций с магматическими образованиями повышенной основности и скоплениями руд, содержащих в повышенных количествах халькофильные минералы. При этом повсеместно промышленное оловянное оруденение подобно другим формационным типам формировалось после образования кислых дифференциатов сложного состава многофазных гранитоидных интрузивов.

Промышленные скопления олова различного масштаба и минерального состава руд приурочены к следующим оловорудным формациям: оловоносных редкометалльных пегматитов, касситерит-кварцевой, касситерит-силикатной, касситерит-сульфидной и риолитовой (деревянистое олово), включающих ряд минеральных типов (фаций) оруденения, которые, за исключением формации оловоносных редкометалльных пегматитов, рассмотрены ниже.

мах мезозоид, герцинид, реже каледонид, байкалид и альпид, а также во внешних зонах срединных массивов и более древних структур среди оловоносных геосинклинально-складчатых областей.

Наиболее интересные оловоносные территории с оруденением касситерит-кварцевой формации в геосинклинально-складчатых областях размещены в пределах внешней зоны Тихоокеанского рудного кольца (Бирмано-Малайский, Индонезийский, Наньлинский пояса, Восточная Сибирь и др.) и срединных массивов Центральной и Западной Европы, а также в мезозоидах Восточной Сибири и Монголии, герцинидах Средней Азии, Австралии и др.

Оловоносные площади с преимущественным развитием оруденения

касситерит-кварцевой формации в геосинклинально-складчатых областях обычно размещаются на площадях ранней консолидации, в интрагеосинклинальных поднятиях областей, характеризующихся устойчивым постоянным воздыманием. Рудоносные площади часто тяготеют к нарушениям, согласным с общескладчатым направлением, которые, как правило, размещаются вдоль вытянутых зон с относительно неглубоким прогибанием геосинклиналей и часто сопровождаются гранитоидными интрузиями батолитоподобного типа и более мелких размеров.

В геологическом строении оловоносных районов складчатых областей участвуют в основном песчано-сланцевые, реже карбонатные породы в миогеосинклиналях и осадочно-вулканогенные образования — в эвгеосинклиналях. Площади развития оловянного оруденения нередко сложены породами зелено-сланцевой фации метаморфизма. В пределах рудоносных площадей широко развиты региональные со-складчатые нарушения, сопровождаемые многочисленными оперяющими разрывами различной протяженности, нередко типа структурных швов. Основная часть промышленного оловянно-вольфрамового оруденения часто локализуется в среднем и верхнем структурных ярусах, пространственно тяготея к гранитным массивам.

В геологическом строении оловоносных районов на срединных массивах участвуют породы древних комплексов, которые прорываются интрузиями гранитов более молодого возраста, обычно соответствующего основному орогенному этапу складчатости, происходившей в прилегающей геосинклинальной области. Оловянное оруденение внешних зон срединных массивов во многом сопоставимо с аналогичного типа оруде-

нением в активизированных платформам (юг Китая и др.).

Оловоносные гранитоиды образуют батолитоподобные тела и их сателлиты средних и мелких размеров. Интрузивы часто сложены средне-крупнозернистыми биотитовыми гранитами, сменяющимися в эндоконтактовой части мелкозернистыми разновидностями гранитов или (значительно реже) гранодиоритами. Массивы гранитоидов часто выполняют разрывы, согласные нарушениям основных складчатых структур.

В оловоносных гранитах, состоящих из переменных количеств калиевого полевого шпата, плагиоклаза, кварца и биотита, последний обычно отличается высокой железистостью и глиноземистостью, особенно в мелкозернистых разновидностях пород. Одновременно в слюдах возрастает содержание калия. На площадях, где интрузивы скрыты на некоторой глубине, на современной поверхности обычно обнажаются жильные дериваты. Для рудоносных гранитов данного типа характерна тесная ассоциация ортита со сфеном, высокие содержания циркона, апатита, граната, флюорита и наличие акцессорных монацита, касситерита, вольфрамиты. В то же время они лишены анатаза, магнетита и редко содержат турмалин.

Оловоносные гранитоиды пересыщены алюминием, кремнеземом, отличаются повышенным содержанием щелочей, причем калий обычно преобладает над натрием. Общая железистость гранитов данного типа, на примере Северо-Востока Азии, варьирует в пределах 40—60 отн. %, а степень окисления железа (Fe_2O_3 : $FeO = 0,06—0,15$ (Соболев, 1974)). При сопоставлении составов гранитов различных уровней среза наблюдается некоторое повышение кислотности пород к глубинным частям интрузива по сравнению с апикальными их выступами.

Рудоносные граниты, несущие касситерит-кварцевое оруденение, характеризуются повышенными против кларка содержаниями олова, иттрия, скандия, близкими к кларку — свинца, циркония, стронция, ниже кларковых — тория, цинка, ванадия и хрома. В наиболее поздних дифференциатах гранитов заметно возрастают акцессорные — литий, олово, фтор, бериллий, свинец, ниобий, титан, мышьяк, рубидий. В повышенных количествах фтор обычно концентрируется в апикальных частях интрузива, образуя местами локальные скопления флюорита. Количество бора в гранитах, как правило, низкое. Между содержаниями рассеянного олова и фтора обычно устанавливается корреляционная зависимость. Отношение калия к рубидию в рудоносных гранитах этого типа варьирует в широких пределах; например, на Северо-Востоке Азии в среднем 100—200, в Восточном Забайкалье в гиабиссальных гранитах 227, в мезабиссальных 295 (Рудакова, 1973).

В районах развития гранитного магматизма и связанного с ним оловянного оруденения касситерит-кварцевой формации геосинклинально-складчатых областей дайки основного состава развиты ограниченно, а интрузивы геосинклинального этапа практически отсутствуют (Восток Азии и др.). Гранитные массивы или апикальные их части местами вскрыты эрозией, но большей частью скрыты на некоторой глубине. В последнем случае в их надкупольных зонах выделяются локальные поля ороговикования и турмалинизации с повышенными содержаниями бора и олова. Размещение рудоносных интрузивов и их штоков легко картируется геолого-геохимическими и геофизическими методами исследований.

Возраст рудоносных гранитов и связанного с ним оловянного оруденения варьирует в большом интер-

вале геологической истории. При этом интенсивность проявления оруденения данного формационного типа была минимальной в связи с тектоно-магматическими циклами протерозоя и кайнозоя, а максимальной — в результате развития тектономагматических циклов среднего — позднего палеозоя (Центральная Европа, Средняя Азия и др.) и раннего — среднего мезозоя (Юго-Восток и Северо-Восток Азии, Аляска, Забайкалье, Монголия и др.).

Формирование мезозойских рудоносных гранитов и связанного с ними касситерит-кварцевого оруденения в пределах крупных структур различных районов было несколько смещено во времени. Например, в мезозоидах огромной по протяженности внешней зоны Тихоокеанского рудного пояса с севера на юг возраст оловоносных гранитов и оруденения касситерит-кварцевой формации варьирует по провинциям (в млн. лет): 110—101 в Чукотской, 120—110 — в Якутской, 140—120 — в Забайкальской, 130 в Северо-Восточной Монголии, 190—150 — в Приморской и Наньлинской (КНР), 155—145 — в Бирмано-Малайской, 205—182 — в Индонезийской. Таким образом, общая продолжительность периода проявления рудоносного магматизма и оруденения касситерит-кварцевой формации в этой региональной структуре мезозоид составляет 100—80 млн. лет.

Рудоносность гранитов, несущих оловянно-вольфрамовое оруденение касситерит-кварцевой формации, определяется рядом факторов.

1. Формирование их на площадях ранней консолидации в геосинклинально-складчатых областях и во внешней зоне срединных массивов и платформ в непосредственной близости подвижных зон (отраженная активизация).

2. Образование гранитов в орогенный (средний) этап развития геосин-

клинальных областей и становление их в относительно спокойной тектонической обстановке на глубинах 2—3 км от палеоповерхности.

3. Наиболее полная дифференциация гранитоидной магмы при значительном участии летучих компонентов, сопровождавшаяся обогащением поздних дифференциатов оловом, вольфрамом, редкими металлами, фтором, местами, возможно, бором.

4. Отсутствие решающего влияния состава вмещающих пород и их возраста на минеральный и химический состав рудоносных гранитов и формационный тип оловянного оруденения.

5. Наличие прямой корреляционной связи между оловом и фтором в гранитах.

ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождения и рудопроявления олова, олова и вольфрама касситерит-кварцевой формации отличаются простым составом руд. Некоторое осложнение вещественного состава руд формации отмечается в скарновом минеральном типе.

Оловянные и оловянно-вольфрамовые месторождения и рудопроявления касситерит-кварцевой формации представлены тремя основными минеральными типами: кварцевым, грейзеновым и скарновым; преобладают первые два типа. Местами все три указанных минеральных типа оруденения при наличии вмещающих пород карбонатного и алюмосиликатного состава развиты вместе на одном рудном поле. Отдельные исследователи (О. Д. Левицкий, 1947 г.; Е. А. Радкевич, 1956 г.; и др.) в пределах данной формации выделяют дополнительно еще касситерит-полевошпатовый и касситерит-топазовый минеральные типы; другие — объединяют их в единый касситерит-полевошпат-топазовый тип. Эти минеральные типы пользуются исключительно

ограниченным распространением и, как правило, не имеют самостоятельного практического значения.

Кварцевый тип оловянного и оловянно-вольфрамового оруденения развит весьма широко. Преобладающая часть рудных тел кварцевого типа в переменных количествах содержит топаз и полевые шпаты. Минеральный состав руд данного типа характеризуется резким преобладанием кварца (до 95%) и практическим отсутствием в них турмалина. Местами жилы и прожилки касситерит (вольфрамит)-кварцевого состава содержат повышенное количество арсенопирита, иногда превышающее или близкое сумме касситерита и вольфрамита; реже встречается лёллингит, в весьма ограниченном количестве присутствуют сульфиды меди, свинца, цинка, железа, олова, а также шеелит; отмечается постоянное присутствие в виде акцессориев висмута, золота, тантала и ниобия и отсутствие или слабая примесь молибдена в рудах; часто присутствуют мусковит, акцессорный берилл, флюорит.

Минерализация кварцевого типа обычно выполняет трещинные системы, образуя местами протяженные жильные системы (Восточная Сибирь, Казахстан, Средняя Азия и др. в СССР; юг Китая, Малайзия, Рудные горы, Пиренейский полуостров и др.). При близком расположении мало-мощных прожилков и жил выполнения сложных трещинных систем возникают минерализованные зоны и штокверкоподобные залежи, представляющие нередко значительный практический интерес.

Жильные поля, минерализованные зоны и штокверкообразные залежи с минерализацией кварцевого типа большей частью размещаются среди ороговикованных (часто интенсивно) песчано-сланцевых толщ в надкупольных зонах скрытых на глубине гранитных куполов, нередко сложенных

гранит-порфирами. Оруденение также размещается в купольных и эндо-контактных частях гранитных массивов, часто совместно с грейзеновым типом минерализации. В глубоко эродированных материнских гранитных интрузивах промышленное оруденение данного минерального типа обычно не встречается. Наиболее крупные скопления оловянно-вольфрамовых руд кварцевого типа размещаются в надкупольных зонах скрытых гранитных выступов. При этом промышленное оруденение обычно не распространяется во вмещающие породы надкупольной зоны более чем на 600 м от поверхности скрытого рудоносного гранитного выступа. Местами рудные тела по падению из пород надкупольной зоны переходят в материнские граниты (до 100—150 м).

На площади большей части рудных полей с оруденением кварцевого типа развиты рудовмещающие трещинные системы двух, реже трех и четырех направлений. Однако преобладающая часть промышленного оруденения данного типа локализуется в одной-двух системах трещин (Северо-Восток и Юго-Восток Азии, Центральная Европа). При выполнении рудной минерализацией трещинных систем нескольких направлений нередко отмечается последовательное их раскрытие и выполнение рудными минеральными ассоциациями, несколько отличающимися по набору минералов, их количеству и температуре образования. На контакте рудоносных кварцевых жил и прожилков с вмещающими их песчано-сланцевыми породами часто наблюдается мало-мощная (до 7 см) слюдястая оторочка, местами содержащая включения высокотемпературного касситерита и топаза.

Во вмещающих породах отмечаются различной интенсивности окварцевание, ослодненение, а также привнос олова и бора. На таких площа-

дах часто отчетливо устанавливаются первичные эндогенные ореолы с повышенными содержаниями металлов. В случае размещения оловорудного поля в надкупольной зоне скрытых материнских гранитов такие эндогенные ореолы совпадают, как правило, с отрицательными гравиметрическими и положительными магнитометрическими аномалиями. При залегании кварцевых жил и прожилков в гранитоидах в последних на контакте с ними развиты грейзены, сопровождающиеся новообразованиями мусковита, кварца, топаза, турмалина, местами касситерита, вольфрамита и сульфидов. Мощность около-жилльных грейзенов и их минеральный состав изменяются в широких пределах. При этом не устанавливается зависимость между мощностью жильного выполнения и зоной грейзенизации.

Формирование промышленного оловянно-вольфрамового оруденения часто происходит в интервале температур от 400 до 225—200° С (Лугов, Макеев, 1972). С глубиной в отдельных системах рудных тел отмечается закономерное повышение элементов-примесей тантала и ниобия в вольфрамите и касситерите и изменение их соотношения.

Содержание примеси тантала в основных рудных минералах в кварцевом типе месторождений олова и вольфрама колеблется от 0,01—0,1 до 1% (Рудные горы, Восточная Сибирь, Северо-Восток Азии). Повышенные содержания тантала (более 0,1—0,2%) обычно характерны для глубоких частей рудных тел. В наиболее низкотемпературных фациях кварцевых жил с гюбнеритом и повышенным количеством сульфидов содержание тантала в касситеритах и вольфрамитах, как правило, не превышает 0,003%.

Содержание тантала и ниобия и их соотношение в касситеритах и вольфрамитах в какой-то мере могут

характеризовать формационный тип оруденения. В частности, по содержанию тантала, ниобия, скандия и индия месторождения касситерит-кварцевой формации резко отличаются от формации оловоносных редкометаллических пегматитов, содержащих наиболее высокие количества тантала и ниобия, при практическом отсутствии в них индия, а также от оруденения касситерит-силикатной формации, где касситерит содержит тантала и ниобия на один-два порядка ниже, а индия на порядок выше, чем в месторождениях касситерит-кварцевой формации. В месторождениях касситерит-сульфидной формации тантал и ниобий практически отсутствуют (Лугов, Макеев, 1972, 1975).

Распределение касситерита и вольфрамитов в рудных телах весьма неравномерное; часто отмечается тесная ассоциация минералов олова, вольфрама и фтора. В ряде оловорудных районов мира (Китай, СССР, ЧССР, ГДР, Португалия и др.) в месторождениях такого типа с глубиной отмечается увеличение вольфрамитов, иногда в ассоциации с акцессорным бериллом и одновременное уменьшение касситерита и арсенопирита. При локальном прогнозировании на площади рудных узлов отмечены особенности пространственного распределения минерализации следует учитывать.

Процесс формирования оловянно-вольфрамовых руд кварцевого типа в трещинных системах обычно многостадийный. Местами в одних и тех же жилах наблюдаются минеральные ассоциации нескольких стадий. На отдельных рудных полях трещинные системы различных направлений последовательно выполнялись преимущественно минеральным комплексом одной стадии. Наиболее интересные в промышленном отношении скопления олова и вольфрама связаны с ранними стадиями минералообразования рудного этапа, в тес-

ной генетической ассоциации кварца, касситерита, вольфрамитов и мусковита. Последующие стадии минералообразования этого этапа большей частью слабо проявлены и не имеют существенного прикладного значения.

Руды месторождений кварцевого типа комплексные, оловянно-вольфрамовые, в виде примеси содержат висмут, золото, тантал и ниобий. По количеству вольфрамитов и касситерита на площади одного рудного поля и узла нередко выделяются рудные тела с преимущественным развитием олова или вольфрама или олова и вольфрама одновременно. Руды месторождений кварцевого типа отличаются высокими технологическими свойствами, из них обычно извлекается 80% металла, а содержание суммы олова и вольфрама часто также высокое (более 1—1,5%) при преобладании в рудах вольфрама над оловом.

Масштабы промышленного оруденения отдельных месторождений кварцевого типа большей частью мелкие и средние. Однако такие месторождения в пределах рудных узлов и районов нередко встречаются группами, что повышает экономическую их значимость. Крупные месторождения олова и вольфрама кварцевого жильного типа обычно встречаются редко. Штокверковые месторождения данного типа нередко отличаются крупными и средними масштабами руд, хотя среднее содержание металла в них преимущественно низкое — рядовые рулы. Штокверковые месторождения, содержащие значительные скопления оловянно-вольфрамовых руд и пригодные для открытой разработки, в ближайшем будущем, видимо, приобретут важное значение.

Грейзеновый тип оловянно-вольфрамового оруденения часто тесно ассоциирует с кварцевым типом и также широко распространен.

Однако по качеству руд, морфологии залежей, природе их образования и масштабам промышленных скоплений он отличается от кварцевого типа. Пространственно оруденение грейзенового типа обычно тяготеет к купольным частям гранитных выступов и пологим их контактам под экраном перекрывающих пород. Грейзеновый тип минерализации также развивается по дайкам кислого состава, гранит-порфиров, кварцевых порфиров и аплитов, часто представляющих собой апофизы скрытого на глубине рудоносного гранитного интрузива. Реже грейзены с касситеритом развиваются по кристаллическим сланцам, гнейсам и во вмещающих гранитах более древнего возраста (Чешский массив, Юго-Восток и Северо-Восток Азии, Средняя Азия, Афганистан и др.).

Минеральный состав грейзенов замещения разнообразен и во многом определяется составом пород, подвергшихся грейзенизации, особенностями состава рудных эманаций, наличием в них летучих компонентов и их подвижностью, наложением минерализации нескольких стадий грейзенового процесса, а также особенностями проявления предшествовавшего этапа — альбитизации, следы которой обычно отмечаются в грейзеновых залежах. Грейзенизация в гранитоидах и близких к ним по химическому составу породах сопровождается замещением полевых шпатов и биотита мусковитом, кварцем, циннвальдитом, сидерофиллитом, лепидолитом, топазом, турмалином, флюоритом. Содержание кварца в грейзенах обычно возрастает по сравнению с неизмененными гранитоидами. При формировании различного состава грейзенов в переменных количествах привносились фтор, бор и ряд тяжелых металлов — олово, вольфрам и др.

В пространственном размещении минеральных ассоциаций грейзенов

наблюдается следующая последовательность: жильное выполнение, топаз-кварцевая, турмалин-кварцевая, сидерофиллит-кварцевая, слабо грейзенизированный и неизмененный гранит. Наиболее часто процесс грейзенизации сопровождается образованием мусковит-кварцевого и мусковитового агрегатов. Ранние стадии грейзенизации в рудных залежах обычно проявлены слабо и представлены топазом, турмалином или сидерофиллитом. Они характерны только для рудоносных гранитоидов, подвергшихся наиболее сильному изменению и замещению. Мусковитовые и флюоритовые грейзены отличаются практически полным замещением полевых шпатов. Местами в них встречаются тонкоигольчатый турмалин и литийсодержащие слюды; топаз в составе таких грейзенов играет обычно подчиненную роль. В отличие от них в топаз-мусковитовых и топазовых грейзенах количество топаза резко возрастает, а количество мусковита в грейзенах заметно уменьшается и его место часто занимает циннвальдит; снижается в них также количество флюорита.

Сидерофиллитовые грейзены представляют, как правило, большую редкость. По составу они иногда постепенно переходят в топаз-циннвальдитовые грейзены (Рудные горы, Телелай на Чукотке и др.). Топазовые, сидерофиллитовые и турмалиновые грейзены являются наиболее высокотемпературными образованиями и отличаются максимальной переработкой первичного состава гранитоидов. Высокотемпературные типы грейзенов с топазом, турмалином и сидерофиллитом нередко содержат повышенное количество касситерита, часто крупнокристаллического по сравнению с широко распространенными мусковитовыми грейзенами. Кроме касситерита в них встречаются вольфрамит, арсенопирит, лёллингит, реже пирит, висмутин, еще реже

молибденит, халькопирит, сфалерит и галенит.

Наиболее распространенными морфологическими типами грейзеновых оловоносных залежей являются минерализованные зоны, реже встречаются штокверки и трубообразные тела. Форма и природа их образования крайне сложные. Местами широкое развитие рудоносных грейзенов в гранитах находится вне видимой связи с основными направлениями рудовмещающих трещин жильных систем. В зонах с грейзеновой минерализацией наблюдаются изолированные трещинные поля, отличающиеся непостоянством форм и распределения оруденения — спорадические гнезда. Штокверки с грейзеновой минерализацией обычно встречаются реже минерализованных зон, еще реже — грейзены жильного типа, приуроченные к обособленным крутопадающим и протяженным трещинам. В последнем случае часто наблюдается тесное сочетание двух минерально-генетических типов: кварцево-жильного выполнения и грейзенового замещения с новообразованиями по вмещающим породам. При этом мощность жильного кварцевого выполнения обычно меньше мощности измененных околожильных пород.

Преобладающая часть морфологических типов грейзеновых залежей имеет сравнительно ограниченную глубину распространения промышленного оруденения, в особенности в случае их размещения на пологом склоне поверхности гранитного выступа. На примере ряда месторождений (штоки Губер и Шнеда в ЧССР, Эренфридерсдорф в ГДР, Иультин на Чукотке) жильный кварцевый тип оруденения из надкупольной зоны на глубине, в купольной части гранитного выступа, местами переходит в грейзеновый. Среди грейзеновых месторождений преобладают мелкие по масштабам, реже встре-

чаются средние. Содержания олова в руде, как правило, невысокие, а обогатимость руд несколько ниже, чем в месторождениях кварцевого типа. Вольфрам в грейзеновых залежах редко образует повышенные скопления.

Скарновый тип оловянного оруденения касситерит-кварцевой формации широко распространен в рудных районах, где вмещающими породами оловоносных гранитов являются карбонатные и известковистые породы. Этот тип обычно тесно пространственно ассоциирует с грейзеновым и кварцевым типами оловянно-вольфрамовой минерализации и известен во многих оловорудных районах мира: Австралия, Аляска (США), юг Китая, Малайзия, Вьетнам, СССР (Восточная Сибирь, Средняя Азия), Центральная Европа и др. Часто такие месторождения сложного минерального состава размещаются в зонах активизации (отраженной) срединных массивов и внешней части платформ, в строении которых карбонатсодержащие породы играют существенную роль. Значительно реже скарновый тип оловянного оруденения встречается в связи с гранитоидами, сопровождающимися оруденением касситерит-силикатной и других оловорудных формаций, при наличии соответствующей литологической обстановки (месторождение Арандиз в Африке и др.).

Петрохимическая и геохимическая характеристики рудоносных гранитов и геолого-структурная их позиция аналогичны рассмотренным выше. Образование скарнов повсеместно предшествовало наложенному на них оловянному оруденению. Скарны и оловянное оруденение во времени разорваны. Большей частью скарнирование пород связано с более ранними фазами (возможно, комплексными) формирования гранитоидных интрузивов, чем

собственно оловянное оруденение.

Оловоносные скарны весьма разнообразны по минеральному составу. В них обычно различают собственно скарновые минеральные ассоциации — пироксен, амфибол, гранат, магнетит, гипогенные бораты и др. — и наложенную на них оловянную и сульфидную минерализацию. Наложенный характер рудной минерализации на скарны везде устанавливается однозначно. Сложность минерального состава оловянных руд скарнового типа обусловлена как наличием целой гаммы специфических минералов скарнового типа, так и образованием многочисленных минеральных форм основных рудных элементов; в частности, в такой геологической обстановке олово кроме минеральной формы касситерита представлено: норденшельдитом, станином, гулситом, франкеитом и др.; вольфрам — шеелитом и вольфрамитом, бор — турмалином, аксинитом, датолитом и др.; фтор — флюоритом, топазом, хондродитом, селлаитом и др. Все это обусловило большое разнообразие минеральных ассоциаций в скарновом типе оловянных руд (Хазов, 1973; Павловский, Маршукова, 1971; Лугов, Макеев, 1975). Оловянное оруденение в скарнах обычно сопровождается повышенными скоплениями магнетита, сфалерита, реже халькопирита.

В решетке граната и везувияна содержание олова часто достигает соответственно 0,003 и 0,8%. При наличии доломитов на ранних этапах скарнообразования в большом количестве возникают магнезиальный борат-людвигит с повышенным содержанием олова (до 0,5%), котойт и другие борные минералы. В оловоносных скарнах часто встречаются шеелит, флюорит и аксессуарные минералы бериллия.

Рудные тела оловоносных скарнов имеют, как правило, сложную морфо-

логию. Глубина распространения промышленного оловянного оруденения в скарнах часто значительная и во многом сопоставима с кварцевым типом. В Рудных горах оруденение скарнового типа большей частью прослеживается до 500 м от скрытого на глубине рудоносного интрузива гранитов. При этом наиболее интенсивное оруденение отмечается в интервале до 300—350 м. Содержания олова (окисного) в рудных залежах отличается большей неравномерностью; среднее содержание его обычно варьирует от 0,3 до 0,5%. Оловорудные месторождения такого типа нередко бывают крупными (Австралия, Аляска, Рудные горы и др.), но чаще встречаются мелкие и средние скопления такого типа руд.

В пределах промышленных залежей оловоносных скарнов устанавливаются следующие минеральные ассоциации (А. Б. Павловский): топаз-слюдисто-кварцевая, флюорит-флогопитовая, слудисто-флюорит-кварц-полевошпатовая, слудисто-флюорит-кварц-сульфидная, борат-боросиликатно-флюорит-сульфидная и флюорит-турмалиновая.

Таким образом, важнейшими закономерностями пространственного размещения и критериями прогнозирования и оценки перспектив оловянного оруденения касситерит-кварцевой формации являются следующие.

1. Генетическая и пространственная связь оруденения с интрузиями кислых и ультракислых гранитов.

2. Приуроченность оруденения и гранитов к структурам ранней консолидации и зонам активизации с повышенной мощностью земной коры. Рудные поля часто размещаются в оперяющих трещинах крупных складчатых нарушений. Оба отмеченных геологических фактора (магматический и структурный) являются определяющими в пространственном размещении оловянного оруде-

нения кварцевого, грейзенового и скарнового типов касситерит-кварцевой формации. Наиболее перспективное промышленное оруденение данной формации связано с рудоносными гранитами позднего палеозоя и раннего — среднего мезозоя и часто размещено в надкупольной зоне скрытых интрузивов и на их пологих контактах.

3. Петрохимический и геохимический состав рудоносных гранитов геосинклинально-складчатых областей и активизированных частей срединных массивов и периферических зон платформ повсеместно характеризуется повышенным количеством щелочей и преобладанием калия над натрием, пересыщенностью глиноземом, повышенным содержанием фтора, лития и олова, наличием бор-оловоносных ореолов и участков ороговирования на локальных площадях в надкупольных зонах рудоносных интрузивов гранитов.

4. Образование скарнового типа оловянного оруденения и масштабы его проявления обусловлены наличием в стратиграфическом разрезе карбонатных пород в непосредственной близости с рудоносными гранитами. При наличии на локальном рудном поле на контакте с такими гранитами алюмосиликатных и карбонатных пород одновременно могли возникнуть все три основных минеральных типа оловянного оруденения данной формации — кварцевый, грейзеновый и скарновый.

5. Наличие гравиметрических и магнитометрических аномалий на площадях развития интрузивов оловяносных гранитов, обычно совпадающих с эндогенными геохимическими ореолами бора и олова.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ И ОЦЕНКА ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПЕРСПЕКТИВ

Оловянное оруденение касситерит-кварцевой формации и ее основных минеральных типов (кварцевого,

грейзенового и скарнового) прежде всего основывается на рассмотренных выше геологических особенностях — закономерностях локализации и пространственного размещения. При этом методические приемы и подходы решения поставленной задачи будут несколько отличными для оловяносных районов различной степени изученности. На перспективных площадях, тяготеющих к известным рудным узлам и месторождениям, исключительно важная роль в общем комплексе работ должна отводиться результатам геофизических и геохимических работ различного масштаба.

Гравиметрические работы преимущественно среднего и крупного масштабов позволяют установить особенности глубинного строения геологических структур, блоков различных порядков и размещение среди них скрытых куполов рудоносных интрузивов и примерные их глубины; обнаружить и трассировать разломы, в пределах которых часто локализуются скрытые и обнажающиеся гранитоидные массивы, в том числе и оловоносные. При этом оловоносные граниты и оруденение данной формации часто тяготеют к межглыбовым магмоконтролирующим разломам, согласным с простиранием складчатых структур или их оперяющим.

По данным гравиметрических съемок (Николаевский, 1967; и др.) месторождения олова касситерит-кварцевой формации Востока СССР наиболее часто размещаются в осевых частях (поднятиях) антиклинальных складчатых структур, по периферии более древних блоков с широким площадным развитием гранитного магматизма и повышенной мощностью коры (45—50 км).

Магнитометрические работы различных масштабов, включая наземную и воздушную съемку, в принципе решают те же задачи,

что и методы гравиразведки. По данным магнитных съемок отчетливо выделяются магнитные гранитоидные массивы, магмоконтролирующие разломы и др. При этом граниты, несущие оруденение касситерит-кварцевой формации, большей частью являются немагнитными или весьма слабо магнитными, в отличие от золотоносных гранитоидов, характеризующихся отчетливыми магнитными свойствами. Существует закономерная корреляционная связь между геохимическими и металлогеническими особенностями гранитоидов и их намагниченностью как следствие единых физико-химических условий формирования (Печерский, 1964).

Гранитоиды, сопровождающиеся оруденением касситерит-кварцевой формации, часто отличаются повышенной радиоактивностью ториевой природы, что можно использовать для целей расчленения гранитоидов по характеру рудоносности, а также в качестве поискового и оценочного критерия.

Металлометрическая съемка и первичные эндогенные ореолы при прогнозировании оруденения, поиска и определении глубины эродированности рудных полей дают значительную информацию. Как установлено В. В. Крыловой (1972 г.), для рудных полей с проявлением оруденения касситерит-кварцевой формации наиболее характерны геохимические ореолы рассеяния с повышенным содержанием элементов-примесей: олова, мышьяка, молибдена и вольфрама. В отличие от полей развития оловоносных редкометалльных пегматитов в ореолах рассеяния на рудных полях касситерит-кварцевой формации практически не встречаются ниобий, тантал и литий. При прогнозировании оловянного оруденения на локальных площадях рекомендуется использовать методические разработки

А. П. Соловова и др. (1971 г.), С. В. Григоряна и др. (1971 г.) по анализу и интерпретации геохимических аномалий.

При прогнозировании перспектив оловоносности (и вольфрамоносности) касситерит-кварцевой формации на площадях достаточно изученных рудных узлов с проявлением оруденения, где отдельные месторождения олова изучены на значительную глубину, целесообразно широко использовать метод сравнительного анализа. При этом решение поставленной задачи должно основываться на детальном изучении и оценке геолого-структурных факторов локализации оруденения: морфологии рудных залежей, размещения их относительно рудоносного интрузива (в надинтрузивной зоне, теле массива и его экзоконтакте), генетического типа рудовмещающих трещин (отрыва, скола), размеров рудных тел и др. К числу важных факторов оценки прогнозных запасов олова в недрах в такого типа рудных узлах относятся такие особенности, как проявления зональности рудоотложения.

Изучение особенностей проявления зональности оруденения на эталонных объектах рудного узла предусматривает оценку следующих основных параметров, прямо или косвенно влияющих на достоверность прогнозирования перспектив оловоносности: характер проявления минерализации, типичной для оруденения касситерит-кварцевой формации и отдельных ее минеральных типов; площадь рудного поля, размеры и морфологические типы залежей, коэффициент рудоносности, особенности состава вмещающих пород и их способность к образованию рудовмещающих структур.

При оценке возможной глубины развития промышленного оловянного оруденения на локальных площадях

целесообразно использовать совокупность геохимических черт его проявления, в частности: особенности распределения элементов-примесей (тантал, ниобий и индий) в касситеритах и вольфрамитах и изменение их соотношения по падению рудных тел (Иванов, 1964, 1966; Никулин, 1968; Лугов, 1967; и др.), данные о температурной зональности (Лугов, Макеев, 1972), изменение морфогенетических свойств касситерита в рудных залежах с глубиной (Евзикова, 1972). Согласно результатам исследований Н. З. Евзиковой, разным глубинам формирования рудных тел соответствуют определенные кристаллографические формы касситерита, например изометрические формы типичны для наиболее глубоких частей залежи, а призматические — для менее глубоких. Этот метод так же, как и поведение тантала, ниобия и индия в касситеритах, можно использовать для решения аналогичных задач при оценке оловянного оруденения других формационных типов — касситерит-силикатной и сульфидной формаций.

Приведем несколько примеров использования метода аналогии и особенностей локализации оловянного оруденения для целей количественного прогнозирования.

1. Олово-вольфрамовое месторождение кварцевого типа касситерит-кварцевой формации Центральной Чукотки, расположенное в надкупольной зоне среди ороговикованных песчаников и сланцев, по результатам незначительных объемов работ до 1950 г. было необоснованно отнесено к группе весьма мелких по причине того, что глубина распространения промышленного оруденения была принята ограниченной. Последнее объясняется недоучетом ряда геологических факторов и прежде всего положения рудного поля в надкупольной зоне скрытого на глубине гранитного выступа. Не были учтены

результаты структурно-поисковой скважины, установившей, что интрузив залегает на глубине 400 м. Сопоставление условий рассматриваемого рудного поля с особенностями размещения оловянно-вольфрамового оруденения на соседнем, достаточно хорошо изученном Иультинском рудном поле, находящемся в сходной геологической обстановке, позволило переоценить перспективы оруденения данного месторождения и рекомендовать его для доразведки. Последующие разведочные работы подтвердили прогнозируемую оценку перспектив месторождения, и в настоящее время этот рудный объект вовлекается в промышленное освоение.

2. Месторождение Циновец грейзенового типа в Рудных горах (Центральная Европа) локализовано в купольной части гранитоидного штока и представлено пологими залежами. Оловянная минерализация формировалась в куполе интрузива под экраном более древних геологических образований (горских гранитов). Рудные залежи размещаются параллельно поверхности верхней части гранитного выступа. Распространение промышленного оруденения по вертикали в тело массива сравнительно ограничено. Подобная картина размещения грейзенового оловянного оруденения наблюдается и в других месторождениях Рудных гор: штоки Шнеда и Губский, Чиста и др. (ЧССР, Эренфридерсдорф (ГДР; С. Ф. Лугов, 1969 г.), а также на месторождении Одинокое в Якутии.

Запасы месторождений подобного типа в Рудных горах варьируют от первых тысяч до первых десятков тысяч тонн олова в рядовых, преимущественно бедных рудах.

При размещении грейзеновых залежей на пологих контактах гранитных массивов глубина распространения оруденения в тело

интрузива обычно измеряется первыми десятками метров, а запасы отдельных таких месторождений, как

правило, ограниченные — первые тысячи тонн (Центральная Чукотка, Восточное Забайкалье и др.).

КАССИТЕРИТ-СИЛИКАТНАЯ ФОРМАЦИЯ

С оловорудными месторождениями рассматриваемой формации местами связаны повышенные содержания вольфрама, меди, цинка, свинца; отмечается наличие индия.

Оруденение касситерит-силикатной формации, широко развитое в земной коре, представлено рядом минеральных типов: турмалиновым, хлоритовым, многосульфидным и др. Основные запасы олова в мире в коренных рудах сосредоточены в месторождениях данной формации, которые весьма интенсивно разрабатывались в прошлом и разрабатываются в настоящий период. Только на территории Англии в пределах сравнительно ограниченной площади оловорудной провинции Корнуолл с многочисленными месторождениями касситерит-силикатной формации за период их эксплуатации добыто более 2 млн. т олова. В СССР преобладающая часть олова добывается также из месторождений касситерит-силикатной формации. Местами с этими месторождениями связаны повышенные и даже промышленные концентрации меди, вольфрама, свинца и цинка; отмечается индий.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ И МАГМАТИЗМ

Месторождения олова данной формации преимущественно локализованы в геосинклинально-складчатых областях типа Д (Смирнов, 1965) — поздних герцинидах, мезозоидах и кайнозойских вулканических поясах. Такие месторождения олова практически отсутствуют на срединных массивах, платформах и щитах. Оловоносные структуры с оруденением кас-

ситерит-силикатной формации обычно развиты в пределах подвижных зон эв- и миогеосинклинального типов, где наиболее отчетливо проявлены посторогенные тектоно-магматические этапы.

Оловянное оруденение обычно ассоциирует со сложного состава многофазными интрузиями гранитоидов, возраст которых в различных геосинклинально-складчатых структурах варьирует от среднего палеозоя (Атлантический и Средиземноморский секторы) до неогена включительно (Тихоокеанский сектор). Оруденение данной формации более древнего возраста, чем поздний палеозой, достоверно пока не установлено.

Наиболее крупные оловоносные территории с оруденением касситерит-силикатной формации размещены в пределах советской части Тихоокеанского рудного пояса (Приморская, Приамурская, Кольмо-Верхоянская, Чукотская, Центрально-Корякская провинции). Значительно слабее такое оруденение развито в Восточном Забайкалье. В последний период интересные проявления оруденения этого силикатного типа установлены в Южно-Тяньшаньской и Восточно-Казахстанской оловоносных провинциях (Материкив, Маршукова, Павловский, 1964; Материкив, Сирина, 1970; и др.). Аналогичное оруденение можно ожидать также в поздних мезозоидах Памира.

На Американском континенте минерализация олова этой формации широко распространена в Центральной Боливии. В Атлантическом поясе оруденение касситерит-силикатной формации исключительно широко представлено в Корнуоллской провинции (Англия).

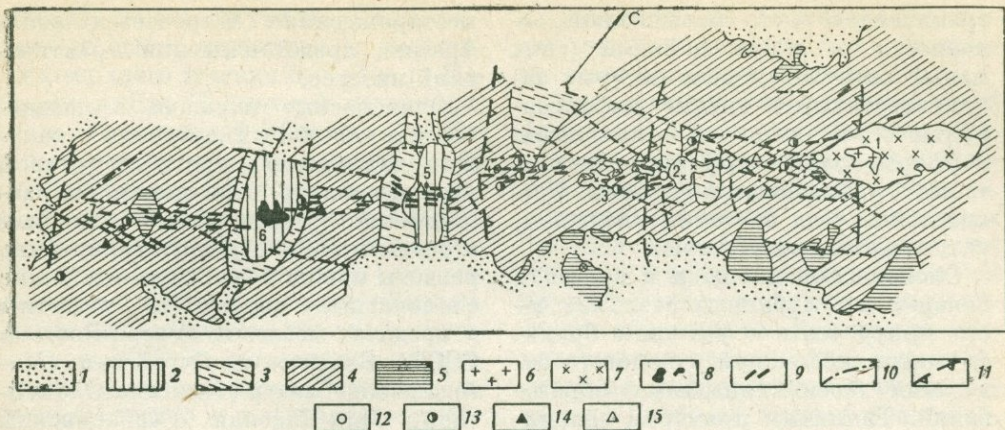


Рис. 37. Схема Дербек-Нельгехинской рудной зоны. Составлена Б. Л. Флеровым с использованием данных В. В. Еловских и Ю. Г. Крежевских.

1 — современные и древнечетвертичные отложения; 2 — средняя и нижняя юра; 3 — верхний триас, норийский ярус; 4 — то же, карнийский ярус; 5 — средний триас; 6 — мелкозернистые аплитовидные граниты; 7 — андезиновые граниты, гранодиориты, кварцевые диориты; 8 — диоритовые и кварц-диоритовые порфириды; 9 — дайки различного состава; 10 — разрывные нарушения; 11 — оси антиклиналей; 12—14 — месторождения касситерит-силикатной формации: 12 — турмалинового типа, 13 — хлоритового типа, 14 — галенит-сфалеритового типа; 15 — месторождения галенит-сфалеритовой формации. Рудные узлы (цифры на схеме): 1 — Илтинасский, 2 — Алыс-Хайский, 3 — Бургочанский, 4 — Сордонский, 5 — Эганджинский, 6 — Кондеканский, 7 — Бугдогарский

Оловорудные районы и рудные поля с оруденением касситерит-силикатной формации характеризуются слабым развитием крупных скопелений олова в россыпях, чем отличаются от оловоносных площадей с оруденением касситерит-кварцевой формации.

Оловоносные площади с оруденением касситерит-силикатной формации обычно приурочены к поперечным, секущим складчатость структурам. Подобные структуры установлены практически во всех оловоносных районах: в бассейне верхнего течения Колымы, на Чукотке, в Центрально-Корякском нагорье, Приморье, Приамурье, Восточном Забайкалье, Киргизии, в западной части Восточной Калбы, Корнуолле, Боливии и др. (рис. 37).

Поперечные структуры по строению, истории развития, магматизму, особенностям проявления оловянного оруденения и формирования месторождений олова несколько отличаются друг от друга. Среди оловоносных площадей типа поперечных структур с касситерит-силикатной формацией на данной стадии изучения довольно четко, по Б. В. Макееву, обособлены две группы: 1) площади в пределах поперечных глубинных разломов, возникающие (или активизирующиеся) в орогенный этап развития; 2) площади в позднегеосинклинальных — орогенных наложенных структурах-впадинах, связанных с приразломными секущими прогибами. Наиболее интересные промышленные скопления олова большей частью размещены на оловоносных площадях первой группы. Выделенные типы оловоносных площадей достаточно полно изучены и охарактеризованы на примере востока Азии.

Основными структурными элементами оловоносных площадей поперечных структур являются глубинные, по-видимому, долгоживущие разломы, контролирующие размещение цепочек интрузивов преимущественно гранитоидного состава. Последние обычно представлены мелкими и средними по размерам телами

гранитоидов часто повышенной основности, а также дайками (типа малых интрузий), среди которых часто встречаются кислые дифференциаты гранитоидов — кварцевые порфиры, гранит-порфиры, лейкократовые и аплитовидные граниты. Пегматитовые тела на таких площадях, как правило, отсутствуют.

Оловоносные площади в пределах поперечных глубинных разломов часто приурочены к участкам брахиформных дислокаций и пологого залегания геосинклинальных образований. Типичным примером оловянного оруденения поперечных структур (рядов) является Дербек-Нельгехинская структура в мезозоидах Северо-Восточной Якутии. Она прослеживается от Колымского срединного массива в юго-западном направлении, пересекая складчатые структуры мезозоя. Для данной структуры типично обилие даек, ориентированных параллельно направлению поперечной структуры. В пределах последней развиты трещинные системы высших порядков различных направлений. Массивы гранитоидов развиты преимущественно в восточной ее части, вблизи сочленения «поперечных» разломов с соскладчатыми нарушениями. В пределах секущей — «поперечной» структуры размещены многочисленные проявления олова касситерит-силикатной формации (Илинтас, Алыс-Хая, Бургочан и др.).

Для преобладающей части подобных оловоносных площадей в поперечных структурах наиболее характерно развитие турмалинового типа оруденения касситерит-силикатной формации, нередко в ассоциации с обильными сульфидами полиметаллов — многосульфидный тип, преимущественно в верхних частях рудных полей (месторождения Эге-Хая, Улахан-Эгелях, Валькумей на Северо-Востоке СССР и Кавалервского района в Приморье); реже в таких

месторождениях встречается вольфрамит, представляющий практический интерес.

Оловоносные площади в позднегеосинклинальных орогенных секущих наложенных прогибах (второй тип) несколько отличаются от рассмотренного типа более сложным строением; они обычно ограниченно развиты и пока менее изучены. Такие оловоносные структуры известны в пределах мезозойд Северо-Востока СССР: Балыгычано-Сугойская (Магаданская область), Хингано-Олонойская, Мяо-Чанская (Хабаровский край). Они формировались в окраинной части материка, в непосредственной близости от молодых вулканических поясов Тихоокеанского побережья. В геологическом строении таких оловоносных прогибов наравне с морскими терригенными отложениями участвуют континентальные осадки, включая угленосные, а также вулканогенные образования, сформировавшиеся на локальных приразломных участках.

С оловянным оруденением касситерит-силикатной формации в пределах секущих наложенных прогибов местами пространственно ассоциирует золото-серебряное, реже ртутное оруденение. Оловянное оруденение в такого типа структурах часто отличается разнообразием минеральных типов, среди которых преобладают минерализации турмалинового, многосульфидного, слабее хлоритового типов. В наложенных секущих прогибах (то же в структурах «поперечных» глубинных разломов) большей частью отчетливо проявлены горизонтальная и вертикальная зональности в размещении оруденения, что является одной из отличительных черт проявления металлогенических особенностей оруденения касситерит-силикатной формации.

Типичным примером оловоносных площадей в позднегеосинклинальных — наложенных впадинах (про-

гибах) может служить Балыгычанно-Сугойская структура в мезозоидах верхнего течения бассейна р. Колымы в Яно-Колымской геосинклинально-складчатой области. Эта наложенная структура размещена на продолжении Приколымского шва, разделяющего Колымскую и Омолонскую жесткие структуры, и пересекает складчатые мезозойды. Она выполнена угленосными континентальными отложениями апт-альба мощностью 3000 м, состоящими из песчаников, алевролитов, аргиллитов, конгломератов и пластов каменного угля, которые залегают на верхнетриасовых — верхнеюрских терригенных геосинклинальных образованиях верхоянского комплекса. На эродированной поверхности континентальной толщи местами развиты вулканиты верхнего мела кислого и среднего состава, узкой полосой залегающие в бортовой части прогиба.

Гранитоидные массивы сложного строения размещены в зоне разломов, заметно расширяющейся в южном направлении по мере приближения к вулканогенному поясу. Гранитоиды ранней фазы представлены серией габбро-диорит-гранодиоритовых пород, отличающихся значительной изменчивостью минерального состава. В заключительные фазы формировались кислые граниты, включающие небольшие тела и дайки лейкократовых гранитов.

Оловянное оруденение, сформировавшееся после внедрения наиболее кислых дериватов и представленное серией минеральных типов касситерит-силикатной формации (от грейзенового до многосульфидного), размещено в породах различного литологического и химического состава. На площади оловоносной структуры преобладают руды хлорит-турмалинового типа. Масштабы оруденения отдельных месторождений преимущественно мелкие и средние, однако они

встречаются на близком расстоянии один от другого, что повышает их экономическую значимость.

Оруденение касситерит-силикатной формации обычно повсеместно связано с гипабиссальными интрузиями гранитоидов сложного состава, сформировавшимися на глубинах 0,5—1,5 км. Рудные интрузивные комплексы могут представлять собой плутонические и вулканоплутонические образования. Рудоносные гранитоиды часто состоят из серии магматических дифференциатов от основных до наиболее кислых разностей. Формировались они в большинстве случаев в неспокойной тектонической обстановке.

Отличительной особенностью рудоносных магматических комплексов, ассоциирующих с оруденением касситерит-силикатной формации, являются повышенные скопления акцессорного турмалина в наиболее поздних кислых дифференциатах — турмалинсодержащие граниты. Такого типа турмалины местами встречаются в слабооловоносных метасоматических залежах. Материнские рудоносные интрузивы большей частью небольшие по размерам, располагаются обычно на некоторой глубине от обнажающихся площадей рудных полей с касситерит-силикатной минерализацией (Северо-Восток, Дальний Восток, Средняя Азия, Восточное Забайкалье, Северо-Восточный Казахстан и др.). Это подтверждается данными бурения и геохимическими исследованиями в ряде оловорудных районов (месторождения Депутатское в Якутии, Учкошконское в Киргизии и др.). Об этом же, по-видимому, свидетельствует наличие ореолов биотитизации на некоторой глубине под промышленным оловянным оруденением касситерит-силикатной формации, в надкупольной зоне скрытых на глубине гранитоидных интрузивов (Приморье).

На современной поверхности рудных полей с оруденением касситерит-силикатной формации часто широко развиты дайковые образования основного, среднего и кислого состава. В зависимости от эрозионного среза для таких рудных полей типично проявление метасоматических процессов: турмалинизации, биотитизации, пропилитизации, хлоритизации и сульфидизации.

По геофизическим данным граниты «поперечных рядов» слагают интрузивные тела трещинного типа в расколах фундамента с узкими подводящими каналами. В местах формирования гранитоидных интрузивов контакты их обычно пологие, а около подводящих каналов крутые. Поздними дифференциатами рудоносных гранитоидных комплексов сложного состава являются граниты, ассоциирующие с оруденением касситерит-силикатной формации. Крупнозернистые граниты часто слагают более глубинные части интрузива. Абсолютный возраст материнских гранитов в мезозойдах востока страны варьирует в пределах 90—55 млн. лет, т. е. поздний мел.

Для рудоносных гранитов касситерит-силикатной формации типично резкое преобладание калиевого полевого шпата (до 50%) над плагиоклазом (15—20%) и сравнительно высокое содержание кварца (31—40%); биотит высокожелезистый (80—95%). По химическому составу граниты относятся к классу пород, пересыщенных кремнеземом (0,35—4,3) и глиноземом (20—45); они богаты щелочами (42—52), бедны кальцием и магнием. Коэффициент щелочности (агпаитности) их 0,75—1,00, т. е. граниты относятся к субщелочным разновидностям. Содержание рассеянного олова в них в 3—4 раза выше кларкового; характерно также повышенное количество бора (до 0,2%), фтора, свинца, циркония, галлия, иттрия и близкие к кларко-

вым — марганца, меди, ванадия, ниже кларка — бария. Отношение калия к рубидию изменяется от 400 в крупнозернистых гранитах до 200—250 в мелкозернистых (Соболев, 1971).

Рудоносные граниты данной оловорудной формации характеризуются своеобразным качественным и количественным составом акцессорных минералов, которые обычно представлены цирконом, ортитом, ксенотимом, монацитом, ураноторитом, магнетитом, флюоритом, турмалином и касситеритом. Для них типично весьма низкое (до 30 г/т) содержание апатита, практическое отсутствие сфена и вольфрамита и одновременно очень большое количество магнетита (местами 3000 г/т); содержание флюорита переменное и варьирует от 10 до 1500 г/т, а ортита — от 100 до 800 г/т.

Петрохимический и геохимический состав рассматриваемых гранитов свидетельствует о том, что они формировались в условиях нормальной и повышенной щелочности и имеют более кислый состав, чем граниты, с которыми обычно ассоциирует оруденение касситерит-кварцевой формации.

ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Отличительными особенностями оруденения касситерит-силикатной формации являются сложный минеральный состав и большое разнообразие минеральных типов (фаций) нередко в пределах одного рудного поля и месторождения. В оловянном оруденении этой формации наиболее широко распространены турмалиновый, хлоритовый и многосульфидный минеральные типы, нередко встречающиеся в пределах единой жильной системы в зависимости от эродированности рудного поля. Эту особенность проявления оруденения необходимо всегда учитывать при про-

гнозировании промышленных перспектив оловоносности на глубину в такого типа месторождениях и рудных районах.

Ограниченно развиты в этой формации другие минеральные типы (фации) оловянного оруденения: грейзеновый, скарновый, сидерофиллитовый и альбитовый, возникающие при определенных условиях проявления локальных геологических факторов. Так, например, скарновый тип образуется на площадях, где становление рудоносных интрузивов или отдельных частей происходило в карбонатной среде (Каньон на Северо-Востоке СССР и др.); грейзеновый тип наиболее часто формируется непосредственно в материнских гранитах, нередко в ассоциации с другими минеральными типами данной формации (месторождения Валькумей, Кинжал, Одинокое на Северо-Востоке Азии и др.).

Скарновый и грейзеновый типы оловянного оруденения касситерит-силикатной формации по составу минеральных ассоциаций, размерам и количеству встречающегося касситерита, температуре его образования и элементам-примесям отличаются, как правило, от одноименных минеральных типов оруденения касситерит-кварцевой формации.

Турмалиновый тип оруденения встречается наиболее часто; местами он тесно ассоциирует с хлоритовым. В ряду основных промышленных минеральных типов данной формации руды турмалинового типа являются наиболее высокотемпературными образованиями. Поэтому этот тип оруденения часто слагает глубокие части рудной колонки в слабо эродированных жильных системах, а также непосредственно в материнских гранитах и эндоконтактной части интрузива.

Турмалин повсеместно ассоциирует с кварцем и образовывался в определенном интервале высоких тем-

ператур. Преобладающая часть его формировалась до образования основных скоплений промышленного касситерита. Часто он участвует в строении крупных метасоматических зон и выполняет отдельные трещинные системы жил (рудные поля Валькумейского и Комсомольского районов и др.). Для собственно турмалиновых зон характерны низкие содержания олова. Во всех случаях интересная касситеритовая минерализация наложена на турмалиновую. Местами турмалин ассоциирует с аксинитом, дюмортьеритом (редко), а также с флюоритом, реже топазом и высокотемпературными сульфидами. Количество турмалина в рудных залежах нередко достигает 40—60% и более.

При формировании рудного поля в карбонатной среде вместо турмалина возникали другие борсодержащие минералы: датолит, данбурит, котоит и др. и тогда возникал скарновый тип минерализации, часто содержащий повышенную примесь олова в решетке борных минералов (Северо-Восточная Якутия и др.).

Турмалиновый тип оловянного оруденения обычно слагает рудные залежи типа минерализованных зон, представляющие собой метасоматические образования, в пределах которых ограниченно развиты мелкие жилы выполнения того же состава; значительно реже встречаются штокверкоподобные залежи и собственно жилы заполнения. Содержание олова в рудах типа минерализованных зон и жил выполнения обычно высокое — первые проценты, а в штокверковых телах, как правило, низкое — первые десятые доли процента. Руды подобного типа месторождений отличаются высокими технологическими свойствами; из них извлекается от 70 до 80% олова.

Глубина распространения промышленного оловянного оруденения в залежах и месторождениях турмали-

нового типа варьирует от нескольких десятков до первых сотен метров (месторождения Индустриальное, Валькумейское, Галимое и др.). В случае проявления в рудных залежах вертикальной зональности и смены турмалинового типа менее низкотемпературным (хлоритовым) в верхних частях месторождений общий вертикальный размах оруденения значительно возрастает (Приморье, Якутия и др.).

Хлоритовый тип оруденения большей частью тесно ассоциирует с турмалиновым; нередко по вертикали один тип постепенно переходит в другой. Оруденение хлоритового типа не встречается в эндоконтактовых частях рудоносного интрузива, развивается в надкупольных зонах слабо эродированных рудных полей скрытых рудоносных интрузивов, а также на участках, несколько удаленных от массивов. Образование хлорита повсеместно предшествовало периоду формирования основных скоплений касситерита. Для месторождений этого типа характерно широкое развитие сульфидов железа, свинца, цинка, меди, реже олова, в особенности в верхних, приповерхностных частях рудной колонки.

Касситерит в месторождениях хлоритового типа обычно ассоциирует с кварцем. Однако кварц и касситерит в данном типе формировались при более низкой температуре, чем в месторождениях турмалинового типа. Эти минеральные ассоциации по содержанию элементов-примесей тантала и ниобия в касситерите несколько отличаются от турмалинового типа оруденения. Распределение олова в рудных телах типа минерализованных зон, реже жил выполнения, относительно равномерное; дисперсия содержаний олова в них заметно меньше по сравнению с турмалиновым типом. Глубина распространения промышленного оруденения большей частью значительная — сотни

метров. Масштабы месторождений средние и мелкие, местами крупные.

Многосульфидный тип оловянного оруденения в ряде рудных районов (Приамурье, Приморье, Верхоянье и др.) широко распространен, что нередко служило основанием для отнесения таких месторождений к своеобразной по составу оловорудной формации — касситерит-силикатно-сульфидной или касситерит-сульфидной; по представлениям авторов (Лугов, Макеев, 1972), этого делать не следует. В большинстве случаев многосульфидный тип оруденения преимущественно развит в верхних, приповерхностных горизонтах слабо эродированных рудных полей с широко проявленной зональностью рудоотложения в месторождениях касситерит-силикатной формации. В месторождениях подобного типа количество сульфидного олова (в станине и др.) обычно не превышает 5—8 отн. %, причем основная его масса связана с касситеритом. Такие руды хорошо обогащаются. В месторождениях касситерит-сульфидной формации количество сульфидного олова в рудах высокое и часто достигает 30—40 отн. % при суммарном (абсолютном) его содержании, редко превышающем 0,4—0,6%; обогатимость таких руд низкая.

В отдельных рудных узлах и месторождениях касситерит-силикатной формации многосульфидный тип оруденения широко представлен и прослеживается на значительную глубину — на сотни метров (месторождения Эге-Хая, Хатон-Хая и др. в Верхоянье; Фестивальное, Силинское и др. на Дальнем Востоке; Айнаветкинское рудное поле в Корьякском нагорье на Камчатке). Наиболее часто встречающаяся глубина распространения обильных сульфидов в таких месторождениях первые десятки (до сотни) метров (месторождения Арсеньевское, Тернистое в Приморье и др.). Вмещающими поро-

дами в большинстве рудных районов являются практически неметаморфизованные или весьма слабо измененные песчано-сланцевые породы, местами эффузивы.

Обилие сульфидов (часто в виде полиметаллических руд) в обнажающихся частях рудных залежей месторождений такого типа на ранних этапах геологоразведочных работ иногда приводило к досадным курьезам, а именно: подобные оловорудные месторождения (Силинское, Левицкое и др.) без достаточного обоснования относили к типу сульфидных — полиметаллических руд. И лишь значительно позднее в таких «полиметаллических» месторождениях под скоплениями сульфидов нередко устанавливались касситерит-хлоритовые руды с повышенными содержаниями олова.

Грейзеновый, альбитовый и, по видимому, **сидерофиллитовый** типы оруденения касситерит-силикатной формации обычно связаны с развитием интенсивных метасоматических процессов во вмещающих гранитах до кристаллизации основной массы касситерита. В последующем при наложении на такие метасоматиты касситеритовой минерализации местами образовывались ограниченные по масштабам промышленные скопления олова.

Скарновый тип оруденения образуется при наличии карбонатных пород на локальных участках рудного поля.

Отмеченные особенности пространственного размещения отдельных минеральных типов оруденения данной формации в различных литологических средах приобретают важное значение при поисках руд, а также при оценке потенциальных перспектив промышленных месторождений олова касситерит-силикатной формации локальных площадей.

Рассмотрим некоторые черты проявления зональности оруденения на

примере наиболее изученных рудных полей.

1. Депутатское рудное поле касситерит-силикатной формации в Северо-Янском районе на Северо-Востоке Азии размещено в терригенных породах верхоянского комплекса мезозойского периода, в надкупольной зоне скрытого гранитного интрузива. В зависимости от положения его кровли, а также состояния эродированности рудоносной площади в размещении отдельных минеральных типов оловянного оруденения отмечается следующее: непосредственно в купольных частях скрытого интрузива биотитовых гранитов буровыми скважинами вскрыты оловоносные грейзены, которые выше по разрезу сменяются турмалиновым типом оруденения с повышенным количеством касситерита. В местах подъема кровли скрытого интрузива оруденение этого типа обнажается на современном эрозионном срезе; выше турмалинового типа минерализации, в местах погружения кровли интрузива встречается оруденение хлоритового типа, иногда с обилием сульфидов (многосульфидный тип). Наибольшие скопления оруденения многосульфидного типа обычно размещены по периферии рудного поля.

2. Рудные поля Эге-Хая, Хатон-Хая и Улахан-Эгелях касситерит-силикатной формации (касситерит-сульфидной, по Б. Л. Флерову) размещены в поперечных секущих структурах Яно-Борулахской зоны в Центрально-Янском районе в слабо измененных или неизмененных терригенных породах, в надкупольных зонах скрытых гранитоидных интрузивов. Верхние слабо эродированные части жильных систем в них преимущественно сложены оловянным оруденением многосульфидного типа, местами имеющим значительную протяженность по вертикали (до 200 м и более). В настоящее время единичными буровыми скважинами

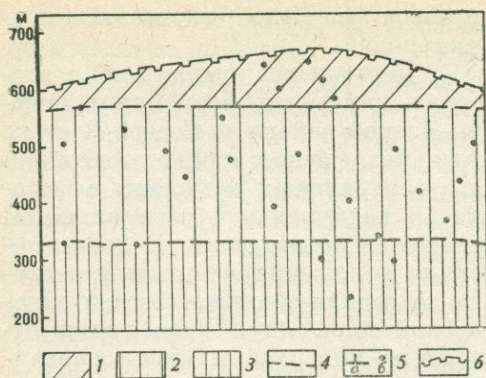


Рис. 38. Смена минеральных ассоциаций по падению рудного тела Северное I месторождения Улахан-Äгелях. По Л. А. Воронцовой.

1 — существенно сульфидные руды с касситеритом II генерации (кварца < сульфидов); 2 — сульфидные руды с касситеритом I и II генераций (кварца 30%); 3 — руды с преобладанием касситерита I генерации (кварца 35—40%); 4 — граница зон; 5 — подземные горные выработки: а — штольни, б — скважины; 6 — поверхностные горные выработки

и геохимическими исследованиями на глубоких горизонтах рудных полей указанных месторождений установлено заметное увеличение в рудах кварца, хлорита и касситерита более ранних генераций. В оловорудных месторождениях такого типа, по данным Л. А. Воронцовой (рис. 38), при общем количественном уменьшении сульфидов с глубиной одновременно отмечается и качественная смена минеральных ассоциаций в том же направлении; в частности, относительно низкотемпературные минералы (халькопирит, сфалерит, галенит) сменяются более высокотемпературными (пирротин, арсенопирит).

3. В Комсомольском рудном районе, где широко проявлены различные минеральные типы оруденения касситерит-силикатной формации, по данным детальных исследований А. М. Кокорина, Д. К. Кокориной и др., установлены следующие температурные и минеральные особенности размещения оруденения в вертикальном разрезе (снизу вверх):

а) безрудные зоны, наиболее эродированные (корневые части) и высокотемпературные образования (до 410°C) залегают среди сильно метаморфизованных (ороговикованных) осадочных пород и в гранитоидах. Рудные образования содержат слабую вкрапленность арсенопирита и касситерита;

б) оруденение отмечается в менее эродированных частях рудного поля, чем в первом типе. В разрезе рудной колонки оно размещено выше и на большем удалении от интрузива. В рудных телах развиты более железистые турмалины и вольфрамиты, содержащие примеси индия и скандия; касситерит в них большей частью призматический и остропирамидальный; температура его образования 375°C . В этой зоне преимущественно размещены месторождения турмалинового типа — Солнечное, Придожное и др.;

в) наименее эродированные и низкотемпературные (до 320°C) части залегают обычно слагают верхние горизонты рудной колонки и залегают в неизмененных терригенных породах, реже в эффузивах, на значительном удалении от скрытого гранитоидного интрузива. В составе руд часто преобладает хлорит в ассоциации с сульфидами. По мере увеличения количества сульфидов в верхних частях разреза руды отличаются низкими содержаниями олова (зоны Северная, Ягодная, Западная и др.);

г) зоны низкотемпературной минерализации слагают наиболее высокие части разреза. В такого типа минеральных зонах не исключена возможность вскрытия на глубине промышленных скоплений олова (северный фланг зоны Северной).

4. Большим своеобразием проявления минеральных типов отличается рудное поле Левицкого месторождения в Приморье, формационный тип которого во многом остается спорным. Рудное поле месторожде-

ния размещено в секущих структурах мезозойд и сложено алевритами с линзами и прослоями песчаников триаса и нижнего мела. Рудная залежь представляет собой протяженную жилу выполнения, переходящую местами в минерализованную зону дробления. Оруденение носит характер «столбов», склоняющихся к северо-востоку, а также отдельных локальных скоплений, неравномерно распределенных в плоскости рудной залежи. На месторождении четко проявлена зональность оруденения, выраженная в смене по вертикали отдельных минеральных типов (рис. 39). При этом на современном эрозионном срезе оловянные и полиметаллические руды не обнажаются, ниже, с глубины 200 м по данным буровых и подземных выработок наблюдается следующая последовательность минеральных ассоциаций различного состава (сверху вниз): надрудная зона со спорадическими проявлениями свинца и цинка, протяженность ее 180—200 м; далее зона многосульфидных (олово-полиметаллических) руд с высокими содержаниями свинца и цинка и весьма низкими содержаниями олова, протяженность зоны 250 м; ниже она сменяется зоной касситерит-хлоритовых руд с относительно высокими содержаниями олова при практическом отсутствии свинца и спорадическом распределении цинка, глубина распространения таких руд местами достигает 250—300 м.

Таким образом, основными причинами возникновения минеральной зональности в рудных телах являются: многостадийный процесс минералообразования и закономерная смена (эволюция) физико-химических условий рудообразования по мере перемещения рудоносных растворов в верхние горизонты трещинных систем. В зависимости от конкретных геологических условий олово то да-

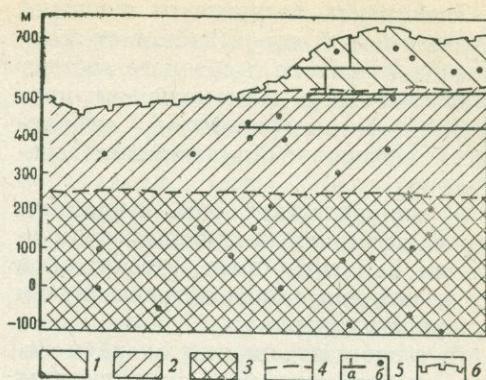


Рис. 39. Схема проявления вертикальной зональности по рудной залежи месторождения им. Левицкого.

1 — надрудная зона; 2 — зона преимущественного развития олово-полиметаллических руд (многосульфидная); 3 — зона проявления касситерит-хлоритовых руд; 4 — примерные границы распространения зон с различной минерализацией; 5 — подземные горные выработки (а) и буровые скважины (б); 6 — поверхностные горные выработки

вало соединения в виде касситерита, станнина или других минеральных форм, то рассеивалось в порообразующих минералах и сульфидах. Это было обусловлено, по-видимому, широким диапазоном изменений рН, Eh и t рудоносных растворов. Образованию касситерита благоприятствовали слабокислые и умеренно-щелочные растворы.

Основными поисковыми критериями месторождений касситерит-силикатной формации, подобно другим оловорудным формациям, являются рассмотренные выше структурно-геологические, магматические и минералого-геохимические факторы:

1) локализация рудоносных магматических комплексов и связанного с ними оловянного оруденения в «поперечных» структурах, секущих основные геосинклинально-складчатые сооружения;

2) тесная ассоциация оловянного оруденения с многофазными сложного состава плутоническими комплексами ряда габбро-диорит — гранодиорит — гранит;

3) широкое развитие на площади рудных полей пород дайкового комплекса основного и среднего состава в ассоциации с дайками гранит-порфиров, фельзит-порфиров, кварцевых порфиров и аплитовидных гранитов;

4) специфический набор в гранитоидах акцессорных минералов (турмалин, апатит, ортит, ксенотим и др.), нередко также встречающихся в рудных залежах;

5) тесная ассоциация олова и бора, встречающихся в повышенных количествах в поздних кислых дериватах гранитоидов и местами образующих локальные ореолы рассеяния на площади рудных полей в надинтрузивных зонах; на таких площадях интенсивно проявлены метасоматические процессы — пропилитизация, сульфидизация и др.;

6) размещение рудных полей на участках совмещения купольных и сводовых структур с рудоконтролирующими структурами;

7) преимущественное размещение наиболее перспективных месторождений (Приамурье и Приморье) в пограничных зонах между отрицательными и положительными силами тяжести.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ И ОЦЕНКА ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПЕРСПЕКТИВ

Оловянное оруденение касситерит-силикатной формации и основных минеральных типов (турмалинового, хлоритового и многосульфидного) прогнозируется на основе рассмотренных выше закономерностей формирования и пространственного размещения.

На новых перспективных оловянных площадях, где повышенные скопления олова данной формации ранее не были установлены, возможно только качественное прогнозирование типа минерализации с целью выделения площадей под поиски мас-

штаба 1 : 50 000 и определения возможных типов оруденения, основанное на общих геолого-структурных, магматических и геохимических факторах; благоприятном типе геосинклинальных систем; истории развития подвижной зоны; характере проявления интрузивного магматизма и его возраста; наличии «поперечных» структур и наложенных прогибов; состоянии эродированности; наличии минеральных проявлений; особенностях состава элементов-примесей в касситерите из шлиховых ореолов и количественных их соотношениях; развитии пород дайкового комплекса основного и среднего состава и др.

Этим работам должны, как правило, предшествовать аэрогамма-спектрометрические поиски, позволяющие локализовать и конкретизировать площади наземных поисков для выявления оруденения соответствующего формационного типа. Результаты этих работ можно также использовать для целей прогнозирования и оценки потенциальных перспектив оруденения данной формации, при этом следует иметь в виду, что оловянные поля с оруденением касситерит-силикатной формации часто размещаются на площадях с меньшей мощностью коры (35—40 км), чем рудные поля с касситерит-кварцевой минерализацией. Оруденение и гранитоиды, несущие минерализацию касситерит-силикатной формации, преимущественно тяготеют к межглыбовым разломам, поперечным к складчатым структурам; рудные поля размещены в линейных зонах или на их пересечениях. Например, на Северо-Востоке Азии рудные поля касситерит-силикатной формации в «поперечных» структурах мезозойского тяготения тяготеют к площадям, где глубина залегания пород домезозойского осадочного чехла обычно 4—5 км (Николаевский, 1967; и др.).

При количественном прогнозировании оруденения касситерит-силикатной формации в районах с известными промышленными месторождениями и на площадях, непосредственно к ним тяготеющих, решающее значение должно отводиться минералого-геохимическим критериям в совокупности с геолого-структурными, геофизическими и магматическими.

При прогнозировании оловянного оруденения на локальных площадях рудных районов с известными проявлениями олова определяющими положениями являются: состояние эродированности рудоносной площади и установление глубины возможного распространения промышленного оловянного оруденения с учетом особенностей проявления зональности при формировании рудных залежей.

При прогнозировании необходимо также учитывать морфологические типы рудных залежей (минерализованные зоны, жилы, линзы, штокверки); их возможные размеры; насыщенность рудопроявлениями на единицу площади; структурную позицию оловоносной площади (надинтрузивная, эндоконтактовая зона или купольная часть материнских гранитоидов); характер вмещающих пород; способность их к образованию рудовмещающих трещинных систем и влияние на рудоотложение и др.

Оптимально благоприятными условиями для формирования повышенных скоплений олова в рудных залежах этих минеральных типов обладают породы с повышенной эффективной пористостью (от 1,5 до 3,0%), подвергшиеся дорудным гидротермальным изменениям. Среди терригенных пород такими являются алевролиты, из вулканитов — эффузивы кислого и среднего состава. Рудные тела разного состава сопровождаются первичными и вторичными ореолами различной интенсивности и состава, характер проявления которых изме-

няется в зависимости от состояния эродированности рудного поля. В метасоматитах, нередко сопровождающих промышленные рудные залежи, нижние (глубокие) их горизонты обычно сложены биотитовыми метасоматитами, выше сменяющимися пропилитами, а наиболее высокие горизонты представлены березитоподобными породами. При этом глубина распространения промышленного оруденения касситерит-силикатной формации ограничивается зоной развития биотитовых роговиков (биотитов).

Участки биотитизированных терригенных пород с повышенными содержаниями рассеянного олова, железа, титана, меди, калия и магния легко картируются геологическими, геофизическими и геохимическими методами (Размахнин, 1968; и др.). Учет и правильная интерпретация отмеченных особенностей развития метасоматитов позволяют локализовать площади для поисков месторождений олова и использовать эти данные при оценке потенциальных перспектив оловоносности.

Рассмотрим основные геохимические методы и приемы работ, позволяющие получать значительную информацию для целей прогнозирования промышленного оруденения касситерит-силикатной формации.

Геохимический метод оценки перспектив оловоносности оловорудных залежей основан на количественном содержании элементов-примесей (Ta, Nb, In, Sc) и их соотношений в касситеритах и вольфрамитовых (Никулин, 1968; и др.). Этот метод целесообразно использовать на стадиях детальных поисков и поисково-разведочных работ. Однако наилучшие результаты можно получать при комплексировании этого метода с результатами других минералого-геохимических исследований (типоморфизма минералов, пьезоэлектрического эффекта и др.).

Метод барометрии (декрепитации) позволяет определять глубину вскрытия рудных полей и отдельных залежей. Результаты этих исследований уточняют возможные глубины распространения промышленного оловянного оруденения. Например, в рудных залежах по падению устанавливается закономерное изменение температуры формирования основных минеральных ассоциаций.

Изучение типоморфизма минералов и электрофизических свойств позволяет определять состояние эродированности рудного поля и оценить возможную глубину распространения оруденения. Например, по характеру изменения кристаллографических форм касситерита по вертикали в месторождениях данной формации Н. З. Евзикова (1972) определила состояние эродированности рудных залежей изучавшихся ею месторождений Комсомольского района в Приамурье. Согласно этим разработкам, глубинным частям рудных тел обычно соответствуют призматические, нередко близкие к изометричной формы касситерита, которые на более высоких гипсометрических уровнях представлены тонкопризматическими и удлинненными формами кристаллов.

Своеобразный метод оценки глубины распространения оловянного оруденения данного формационного типа разработан В. Л. Барсуковым (Барсуков, Дурасова, 1966), в основу этого метода положены особенности распада комплексных соединений олова и фтора. Метод испытывался в производственных масштабах в Приамурье и при этом были получены обнадеживающие результаты. В настоящее время апробация этого метода ведется на Северо-Востоке СССР.

Первичные геохимические ореолы, принципы их интерпретации и решение на этой

основе прикладных задач по поискам скрытого оруденения и прогнозированию приобретают все большее значение при оценке оруденения касситерит-силикатной формации. Эти методические приемы основаны на существовании прямой зависимости между продуктивностью рудных тел и окаймляющих их первичных геохимических ореолов в сходной геолого-структурной обстановке и при одинаковых физико-механических свойствах рудовмещающих пород. При соблюдении указанных условий и одинаковом уровне эрозионного среза геохимические аномалии с большой продуктивностью будут соответствовать наибольшему масштабам оруденения в рудных залежах (С. В. Григорян и др.).

В основу прогнозирования оруденения (Кравченко, Морозова, 1971) положены результаты изучения строения коренного месторождения, выраженного через величину показателя зональности (K_3), представляющего собой отношение произведений содержаний элементов-индикаторов верхней части ореола (свинец \times \times цинк \times серебро) к элементам-индикаторам нижней его части (медь \times \times висмут \times молибден). Анализ значительного материала по большой группе месторождений олова Приморья позволил авторам установить следующее:

1) в надрудном и верхнерудном интервалах преобладают поля больших значений величин K_3 , в нижнерудном и подрудном интервалах поля малых значений этого показателя;

2) выделяются рудоконтролирующие структуры линейно-вытянутых полей с иными величинами K_3 , чем у рудоносных полей роговиков в данном срезе.

По данным Э. С. Кравченко и Т. А. Морозовой (1971), изучение и сопоставление данных первичных и вторичных ореолов рассеяния позво-

лило установить, что при ограниченной мощности рыхлых отложений (до 5 м) особенности распределения величин K_3 рудной залежи (месторождения) обычно соответствует сопряженным с ним вторичным ореолам.

Металлометрические съемки различного масштаба и использование их результатов для целей прогнозирования перспектив оловоносности являются эффективным направлением исследований для решения поставленной задачи. Данные этих съемок и правильная интерпретация их результатов представляют важное прикладное значение применительно как для «новых», так и для «старых» оловорудных районов.

Количественная интерпретация результатов металлометрических съемок, по данным А. П. Соловова и А. В. Гаранина (1971), основана на

существовании прямой зависимости между параметрами вторичных остаточных ореолов (потоков) рассеяния и параметрами выхода рудного тела на уровень денудационной поверхности, выраженной зависимостью

$$f = K q_{pm},$$

где f — количество металла в ореоле в тоннах для слоя мощностью 1 м; q_{pm} — количество металла, заключенного в том же слое рудного тела на его выходе; K — местный коэффициент пропорциональности.

Располагая показателем, характеризующим выход рудного тела на поверхности коренных пород, можно в соответствующих геологических условиях составить представление о перспективах оловоносности для рассматриваемого рудного поля и произвести подсчеты по имеющимся формулам.

КАССИТЕРИТ-СУЛЬФИДНАЯ ФОРМАЦИЯ

С оловорудными месторождениями данной формации связаны повышенные скопления цинка, свинца, местами серебра. Оруденение касситерит-сульфидной формации местами широко проявлено в молодых мезокайнозойских вулканических структурах (Охотско-Чукотский и Прибрежный вулканические пояса). Однако до сих пор не ясно, какие месторождения олова правомерно относить к данной оловорудной формации. Эти вопросы во многом остаются дискуссионными, и среди исследователей нет единого мнения о классификационной принадлежности подобного типа месторождений. Нередко (вероятно, необоснованно) к этой формационной группе относят месторождения касситерит-силикатной формации в «поперечных» структурах (рядах), которые в верхних приповерхностных горизонтах сильно обогащены сульфидами (многосульфидный тип).

Согласно положениям генетической и промышленной классификации оловорудных месторождений, разработанной автором совместно с Б. В. Макеевым (Лугов, Макеев, 1972), месторождения олова касситерит-сульфидной формации преимущественно связаны с молодыми геологическими образованиями бассейна Тихого океана, где исключительно широко распространены молодые вулканы среднего и кислого состава, реже гранитоидные интрузивы сложного строения, обычно тяготеющие к крупным региональным долгоживущим разломам. На таких площадях магматические образования часто представлены комагматичными вулканоплутоническими и вулканическими комплексами, которые формировались в послеорогенный этап развития геосинклинально-складчатых систем.

На оловоносных площадях практически не наблюдаются или весьма слабо проявлены следы контактового

метаморфизма во вмещающих породах. По минеральному составу, геохимии олова и структурной позиции месторождения этих формационных типов также резко отличаются. Для протяженного Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, где проявлено оруденение касситерит-сульфидной формации, отличительные геохимические особенности магматических образований пояса по элементам-примесям сводятся к следующему: в них умеренно проявлена первичномагматическая специализация на олово (4,1—5,2 г/т); характерно пониженное содержание (порядка 26,0 г/т) фтора в кислых породах и близкое к кларковому (12,5—17,3 г/т) количество бора; отмечаются значительные колебания в содержаниях лития и рубидия в кислых изверженных породах во внутренней и внешней частях пояса, обусловленные, возможно, различным влиянием кайнозойской Корякско-Камчатской складчатой области; типично резкое понижение содержания примеси тантала в кислых магматических образованиях пояса по сравнению с аналогичными породами в мезозоидах Яно-Кольмо-Чукотской системы. Однако в пределах собственно локальных оловорудных полей содержания перечисленных выше элементов-примесей несколько повышаются. Вместе с тем такие оловоносные площади характеризуются резким возрастанием дисперсии содержаний указанных элементов в горных породах.

Месторождения касситерит-сульфидной формации по масштабам и качеству руд обычно уступают месторождениям касситерит-силикатной оловорудной формации. Исключение, возможно, будут составлять комплексные месторождения касситерит-сульфидной формации, содержащие обильные сульфосоли и сульфостаннаты, широко развитые в Южной Бразилии, где известны крупные по масштабам олово-серебряно-

сульфидные месторождения часто с труднообогатимыми по олову рудами.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ И МАГМАТИЗМ

Оловоносные районы с оруденением касситерит-сульфидной формации размещены в молодых складчатых структурах, а также на прилегающих к ним площадях с широкими полями вулканитов. Такое оруденение практически неизвестно в пределах срединных массивов и на щитах. В большинстве случаев оруденение данной формации связано с процессами тектоно-магматической активизации, которые по времени часто оторваны от периода формирования складчатых структур.

Месторождения такого формационного типа более характерны для молодых вулканических поясов, основанием которых являются мезозойские и позднемезозойские (или более древние) геосинклинально-складчатые структуры. Мощность земной коры на площадях развития оруденения касситерит-сульфидной формации наименьшая (до 35 км) по сравнению с районами проявления оловянного оруденения других рассмотренных формационных типов.

На территории СССР районами преимущественного развития оруденения касситерит-сульфидной формации являются Прибрежный — Сихотэ-Алинский и Охотско-Чукотский вулканические пояса и Олюторская структурно-фациальная зона на севере Камчатки. За пределами нашей страны крупные скопления руд олова данной формации известны в южной части Боливии, значительно реже они встречаются на островах Японии и в других районах внутренней зоны Тихоокеанского рудного пояса.

По геофизическим данным площади развития оруденения касситерит-сульфидной формации повсеместно

характеризуются сравнительно ограниченной мощностью земной коры (первые десятки километров) и часто локальными поднятиями базальтового слоя. Так, например, в оловяносконом районе Армань — Хета Охотско-Чукотского вулканогенного пояса глубина залегания гранитного слоя достигает только 10 км. Подобная геолого-геофизическая обстановка не встречается, однако, на площадях развития оловянного оруденения других формационных типов, в частности касситерит-кварцевого.

В районах вулканических поясов отмечается тесная пространственная ассоциация оруденения касситерит-сульфидной формации с вулканоплутоническими комплексами сложного минерального (и химического) состава. Здесь часто распространены интрузивы гранитоидов повышенной основности, дайки и субвулканические тела среднего, основного, реже кислого состава. Эти магматические образования выполняют, как правило, трещинные системы вдоль региональных долгоживущих разломов, иногда совпадающих с направлением складчатых структур основания.

На площадях развития оловянного оруденения данной формации при доминирующем развитии магматических образований повышенной основности всегда наблюдаются их кислые дериваты, чаще всего представленные дайкообразными телами липаритов, латитов, риолитов, фельзитов, кварцевых порфиров. При отсутствии кислых дериватов в эрозионном срезе обычно исключается возможность обнаружения интересных скоплений оловянного оруденения. Возраст кислых магматических дифференциатов на рудных полях такого типа варьирует (в млн. лет) от 50 (Хетинское месторождение в Магаданской обл.) — 40—41 (месторождение Нижнее в Приморье) до 9,4—7,8 (месторождение Лаллагуа в Южной Бразилии; Шипулин, Казанский, 1972).

Характерной особенностью пространственного размещения оловянного оруденения касситерит-сульфидной формации является частая его приуроченность к площадям широкого развития минерализации сульфидов, сульфосолей и сульфостаннатов и тесная их ассоциация (Приморье, Япония, Южная Бразилия). Для оловяноносных площадей такого типа, размещение которых обычно контролируется зонами нарушений, характерно развитие широкой гаммы предрудных метасоматитов: хлоритовых, серицитовых, каолинитовых, алунитовых, пиритовых, реже пропилитовых и турмалиновых. При этом рудоотложение обычно сопровождается окварцеванием и березитизацией вмещающих пород.

ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Минеральный состав руд месторождений касситерит-сульфидной формации весьма сложный и непостоянный; в них резко преобладают переменного состава сульфиды, сульфосоли и сульфостаннаты, содержание которых варьирует от 40 до 70%; в их числе встречаются пирротин, сфалерит, галенит, реже халькопирит, станнин и др. с повышенным количеством в рудах олова. Эти руды во многом сопоставимы с многосульфидным типом оруденения верхних горизонтов месторождений касситерит-силикатной формации. В этом, по-видимому, состоит одна из особенностей проявления унаследованности оловянного оруденения различных формационных типов в результате эволюции рудоносного магматизма и связанного с ним оруденения в истории развития земной коры. Такого типа месторождения наиболее характерны для вулканических поясов.

В других типах руд и месторождений данной формации широко представлены более низкотемпературные минеральные ассоциации — серебро-

сульфосоли и сульфостаннаты, образующие гамму сложного состава минералов, которые обычно слагают верхние приповерхностные горизонты (значительной протяженности) месторождений касситерит-сульфидной формации. Такие руды на глубине местами сменяются рудами рассмотренного выше более высокотемпературного типа. Месторождения олова с серебром наиболее распространены в районах Южной Боливии (районы Лаллагуа, Потоси, Оруро и др.); значительно реже встречаются в пределах Охотско-Чукотского и Прибрежно-Сихотэ-Алинского вулканических поясов и в других районах бассейна Тихого океана.

Рудные залежи большей частью неправильной формы и главным образом сложены минералами сульфидов, сульфосолей и сульфостаннатов и представлены пирротином, пиритом, станнином, сфалеритом, галени-том, халькопиритом, тетраэдритом, теннантитом, сульфидами серебра, минералами висмута, сульфостаннатами, арсенопиритом, сульфосолями германия, самородным серебром, и др. Нерудные минералы обычно представлены кварцем, карбонатами различного состава, алуни-том, редко хлоритом, флюоритом и др.

Количественные их соотношения в месторождениях различных типов неодинаковы. Характерной особенностью касситерита и других минералов в месторождениях данной формации является практическое отсутствие в них элементов-примесей группы тантала и ниобия и, наоборот, исключительно высокое содержание индия, представляющего местами практический интерес.

Таким образом, по преобладанию определенного состава минеральных комплексов, температурным условиям их образования, геолого-структурной позиции и промышленной значимости руд среди большого разно-

образия ассоциаций рудных минералов в месторождениях касситерит-сульфидной формации можно выделить два основных минеральных типа: 1) касситерит-сульфидный, или олово-полиметаллический, сопровождающийся и другими сульфидами; 2) касситерит-сульфидно-сульфосольный (олово-серебряный). Между этими преобладающими типами минерализации имеются многочисленные минеральные ассоциации переходного типа (подтипы).

Пространственно оба минеральных типа оруденения обычно разобщены. Реже они встречаются совместно в пределах единого рудного поля, слагая различные горизонты месторождения. Однако одновременное развитие промышленных скоплений руд обоих минеральных типов на таких месторождениях практически исключается. При одновременном проявлении на рудном поле двух отмеченных минеральных типов оруденения один из них всегда в зависимости от конкретной геологической обстановки носит черты «подавленности», а другой представляет основную промышленную значимость.

Приведенные два ведущих минеральных типа оловянного оруденения касситерит-сульфидной формации пространственно обычно разобщены и встречаются в несколько различной геолого-структурной обстановке и представляют, согласно И. Н. Томсону, два ведущих типа оловоносных районов с преимущественным развитием оруденения рассматриваемой формации: 1) боливийский тип на площадях неогеновых вулканических поясов, наложенных на более древние складчатые структуры; 2) приморский тип — в купольных и глыбовых поднятиях по периферии мезокайнозойских вулканических поясов.

В качестве примера районов боливийского типа приведем оруденение на площади Оруро-Лаллагуа в юж-

ной части оловоносного пояса Боливии. Согласно данным В. Манфреда, Ф. К. Шипулина и В. И. Казанского (1972) и др., в этой части Боливии исключительно широко проявлено промышленное оруденение касситерит-сульфидно-сульфосольного типа. Здесь известны многочисленные месторождения олово-серебряных руд с переменным количеством сульфидов (месторождения Оуруро, Уануни, Лаллагуа, Марококола и др.).

Оруденение часто тяготеет к штокообразным интрузивам дацитов — липаритов, причем рудные залежи на глубине из интрузива переходят во вмещающие их палеозойские и более молодые породы. Отдельные месторождения целиком размещены в жестком блоке палеозойских пород. Рудные тела часто находятся в зонах метасоматически измененных пород. Рудоотложению повсеместно предшествовали интенсивные дорудные метасоматические изменения вмещающих пород: алунитизация, пропицитизация, каолинитизация, серицитизация, хлоритизация.

Руды комплексные, сложного состава, в них преобладают серебро и олово; местами в повышенных количествах также встречаются цинк, свинец, сурьма, медь, кадмий и золото, редко вольфрам. Содержания олова и серебра высокие (Боливия). Глубина распространения промышленного оруденения достигает многих сотен метров. Месторождения большей частью крупные. По вертикали в рудных залежах проявлена зональность.

По Ф. К. Шипулину и В. И. Казанскому (1972), формирование олово-сульфидно-серебряных месторождений в Боливийских Кордильерах связано с поздне-третичной тектоно-магматической активизацией эпипалеозойской платформы. Абсолютный возраст оловянного оруденения здесь варьирует в пределах 20,0—7,5 млн. лет.

В качестве примера районов приморского типа на площадях вулканических поясов на складчатом основании мезозойских и поздних мезозойских можно привести краткую характеристику оруденения касситерит-сульфидной формации в пределах Хетинской оловоносной площади, в наиболее изученной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Согласно данным С. Ф. Лугова, А. М. Подольского и В. А. Титова (1974 г.), вулканогенные образования этой части пояса приурочены к пограничной зоне кайнозойской геосинклинали на востоке и завершенной мезозойской складчатости на западе. По мнению большинства исследователей, формирование вулканогенного пояса связано с общей геотектонической активизацией, происходившей в позднем мезозое.

Хетинское рудное поле приурочено к протяженной зоне разломов северо-восточного простирания и тяготеет к участкам их пересечения с нарушениями других направлений. На площади рудного поля развиты преимущественно верхнемеловые вулканы кислого состава, залегающие на геосинклинально-складчатых образованиях мезозойского верхоянского комплекса. Здесь закартированы трубки взрыва, выполненные туфобрекчиями, а также поля метасоматитов с хлоритом, кварцем, каолинитом, алунитом и сульфидами. Оловянное оруденение образует неправильной формы залежи среди метасоматитов.

Основными минералами рудных залежей являются: хлорит, кварц, пирит, сфалерит, станнин, касситерит, халькопирит, пирротин и карбонаты; значительно реже встречаются галенит, серицит, арсенопирит, марказит, шамозит и каолинит; совсем редко — самородный висмут, минералы серебра. Руды формировались в три последовательные стадии: 1) пирит-касситерит-кварцевую с арсенопирит-

том; 2) станнин-сфалерит-пиритовую; 3) преимущественно карбонатную. Касситерит обычно образует удлиненные кристаллы, местами коллоидные скопления, наблюдается он и внутри сульфидов. Станнин встречается в значительных количествах, местами в виде агрегата. По ассоциации минералов руды месторождения относятся к олово-полиметаллическому типу рассматриваемой оловорудной формации. Возраст оруденения — поздний — верхний мел — ранний палеоген. Масштаб оруденения сравнительно ограниченный. Содержание олова в руде в основном низкое — первые доли процента.

При поисках и прогнозировании оловянного оруденения касситерит-сульфидной формации необходимо прежде всего учитывать, что подобные месторождения размещаются в молодых геологических структурах — вулканических поясах, часто на складчатом основании мезозойд и поздних мезозойд. Проявления оруденения обычно связаны с процессами тектоно-магматической активизации палеогена и позднего неогена в ранее сформировавшихся складчатых структурах. Для таких оловоносных площадей нередко типичны блоковые структуры. При этом оруденение часто размещается на площадях локальных воздыманий и находится в тесной пространственной ассоциации с вулкано-плутоническими комплексами гранитоидов повышенной основности, где развиты одновременно также наиболее кислые их дериваты. Такие площади обычно отличаются ограниченной мощностью земной коры.

Перспективны для поисков оловянного оруденения локальные поля развития метасоматитов с новообра-

зованиями алунита, каолинита, серицита, пропилита, хлорита, на которые нередко накладывается оловянная минерализация. Такие поля метасоматитов хорошо картируются при аэрогаммаспектрометрической съемке масштаба 1 : 50 000 и крупнее, которые должны предшествовать наземным крупномасштабным направленным поискам.

Важным поисковым и оценочным критерием перспектив оловоносности является развитие на таких площадях сопутствующей рудной минерализации — цинка, свинца, серебра, золота, меди, сульфидов железа и др. Такие рудные районы часто характеризуются широким развитием вулканических кальдер, жерл. При этом месторождения олова обычно размещаются по периферии кальдер.

При производстве крупномасштабных поисков и поисково-разведочных работ на оловянное оруденение данного формационного типа целесообразно использовать те же методы и приемы, что и при поисках и оценке месторождений касситерит-силикатной формации. Однако среди них доминирующее положение должны занимать методы изучения и оценки первичных и вторичных геохимических ореолов, рассматриваемые в предыдущем разделе. Одновременно целесообразно применять гидрохимические методы поисков. При оценке перспектив оловоносности выявленных месторождений и рудопроявлений следует всегда учитывать особенности проявления зональности в месторождениях данного формационного типа, состояние эродированности рудоносных площадей и возможный комплексный, полиметалльный характер руд.

РИОЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Оруденение данной формации (деревянистое олово) развито ограниченно. Промышленные скопления оловя-

ных руд такого типа редки. Несколько большее значение деревянистое олово приобретает в россыпях, воз-

никших при разрушении мелких, но часто встречающихся месторождений и рудопроявлений на локальных площадях. Характерной и отличительной геологической особенностью оруденения риолитовой формации является пространственная и генетическая связь с кислыми, богатыми калием эффузивами третичного, в меньшей мере мелового возраста. Такого типа оловянное оруденение преимущественно развито в молодых вулканических поясах Тихоокеанского кольца. Местами слабая минерализация деревянистого олова встречается на площадях развития оруденения касситерит-сульфидной формации (рудные поля Хетинского месторождения и Беринговской ветви Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и др.).

В строении оловоносных площадей с минерализацией деревянистого олова совместно с риолитами и липаритами участвуют дайковые образования кислого и более основного состава, обычно секущие эффузивы. Для таких рудных полей характерно развитие жерловых структур. Скопления деревянистого олова обычно приурочены к площадям повышенной трещиноватости в кислых эффузивах иногда с микрочешуйчатыми пустотами. Преобладает оруденение, представленное маломощными, короткими (первые десятки и единицы метров) жилами и прожилками с весьма ограниченной глубиной распространения. Поэтому запасы таких месторождений редко превышают первые сотни — тысячи тонн олова.

Наиболее известные и относительно значительные проявления деревянистого олова развиты на Центральном плато Мексиканских Кордильер (месторождения Дюранго, Эль-Санги и др.). Здесь на значительной площади в риолитах третичного возраста известны сотни мелких месторождений и рудопроявлений деревянистого олова. При их разрушении в благо-

приятных геоморфологических условиях образовались повышенные скопления олова в россыпях, которые и являются основными объектами разработок. Содержания олова в коренных рудах верхних горизонтов месторождений часто достигают первых процентов, однако на незначительной глубине они обычно сменяются первыми десятками долями процента.

Оруденение данного формационного типа известно примерно в сходной геологической обстановке в Южной Бразилии и Северной Аргентине. На территории СССР оруденение риолитовой формации установлено в хр. Малый Хинган, в вулканогенном прогибе позднемелового возраста (месторождение Джалинда). По данным Г. В. Ициксон, рудное поле здесь сложено кварцевыми порфирами и их туфами. К зонам дробления обычно приурочены скопления колломорфного касситерита в ассоциации с выделениями кварца. Формированию оруденения предшествовало образование метасоматитов серицит-кварцевого состава. Месторождение по масштабам оруденения весьма мелкое, с ограниченной глубиной распространения минерализации. Примерно аналогичного строения и минерального состава проявления олова (Кремнистое и др.) встречаются на площади Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Общей чертой рудопроявлений и месторождений олова риолитовой формации является простота минерального состава. Совместно с колломорфным касситеритом в них отмечаются: тридимит, кристобалит, кварц, халцедон, опал, гематит, значительно реже топаз, флюорит, адуляр, кальцит и др. Как редкое исключение встречается вольфрамит (Дюранго в Мексике). Для таких скоплений олова типично отсутствие сульфидов. Касситерит в них обычно представлен натечными и игольчатыми

формами и характеризуется пестротой окраски и исключительно высокими содержаниями примеси индия, достигающими нескольких килограммов на 1 т касситерита.

Таким образом, заканчивая краткую геологическую характеристику формационных типов оловянного оруденения, основных критериев и методов поисков и оценки месторождений олова, необходимо еще раз отметить следующее.

1. В истории развития земной коры происходило закономерное изменение во времени петрохимического и геохимического состава оловоносных магматических комплексов и связанного с ними минерального состава оловорудных комплексов, сопровождавшееся различным проявлением основных геохимических черт олова — литофильных и халькофильных.

2. Геологическим структурам различного строения и определенным

этапам их развития присущи специфические оловорудные формации и минеральные типы, которые отличаются своеобразием поисковых и оценочных критериев.

3. Научной основой прогнозирования промышленных перспектив оловоносности является формационный анализ, учитывающий историю развития крупных геологических структур земной коры, их тектоническую позицию и связанную с ними эволюцию тектоно-магматических процессов и оловянного оруденения.

4. Специфические геолого-структурные и металлогенические особенности проявления оловянного оруденения различных формационных типов обязывают при прогнозировании и оценке перспектив оловянного оруденения дифференцированно использовать оценочные критерии применительно к рассмотренным формационным типам.

ФОРМАЦИИ ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Накопление вольфрама фиксируется в широком диапазоне геохимических условий. В промышленных вольфрамовых рудах обычны ассоциации вольфрамовой минерализации с оловянной, молибденовой, висмутовой, ртутно-сурьмяной, свинцово-цинковой или медной, иногда золото-серебряной.

Вольфрам в геологической истории Земли проявляет тенденцию накопления в верхних, малоглубинных слоях коры. В геохимических циклах ряда регионов фиксируется многократное перераспределение и постепенное накопление вольфрама, вначале в осадочных и вулканогенных, затем в метаморфогенных формациях и, наконец, в ареалах малоглубинных интрузивных пород корового происхождения.

Каждому из этапов геохимического цикла вольфрама присущи свои особенности накопления и рассеяния этого элемента. В осадочном процессе вольфрам концентрируется среди морских терригенных, реже карбонатных формаций, обогащенных железомарганцевой или углеродной составляющей. Это объясняется, по-видимому, повышенной способностью гидроокисей указанных металлов и углерода к сорбции вольфрама, о чем свидетельствуют высокие концентрации вольфрама (до нескольких процентов) в инфильтрационных и экзгалиационных железомарганцевых отложениях (месторождение Голконда в США и др.). Первичная неоднородность распределения вольфрама в осадочных породах еще отчетливее выражена в метаморфических толщах, особенно в отложениях, испытавших гранитизацию. Вероятные метаморфические аналоги вольфрамоносных

осадочных и вулканических формаций, преобразованных в кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты и мраморы, известны в докембрии на западе Северо-Американской (штаты Невада, Вайоминг), на юге и востоке Сибирской (Енисейский край, Северное Прибайкалье, Джугджур), в ряде районов Африканской и других платформ и щитов.

В геотектоническом плане вольфрамоносные первичноосадочно-вулканогенные формации характерны для унаследованных и наложенных впадин эпохи орогенной активизации подвижных областей. Такие впадины обычно возникают вдоль шовных структур окраин срединных массивов, геосинклиналий и других структур ранней консолидации подвижных поясов. Позднее прогибы нередко преобразуются во внутриконтинентальные вулканические пояса, насыщенные коагматическими вулканитами гранитоидами плутонической и субвулканической фаций. Гипогенная вольфрамовая минерализация в ассоциации с такими гранитоидами отвечает конечному этапу в геохимическом цикле вольфрама.

Соответствующие магматические и гипогенные образования крайне неоднородны по составу и условиям образования, а ареалы их распространения нередко уходят за пределы упомянутых впадин, охватывая ранее консолидированные структуры, включая примыкающие окраины платформ. В разных структурных районах и ареалах орогенной активизации изменяются условия проявления магматизма и гипогенного процесса, соответственно изменяются и типы гипогенного вольфрамового оруденения.

Роль магматических образований, наиболее близких гипогенной минерализации, в геохимическом цикле вольфрама остается еще недостаточно выясненной. В частности, нет единой точки зрения на геохимическую специализацию магматических образований. По содержанию вольфрама гранитоиды так называемых рудоносных плутонов близки кларку вольфрама в земной коре, отклоняясь от него в 2—3 раза, редко более. При этом гранитоиды с дву- или трехкратным накоплением вольфрама далеко не всегда сопровождаются вольфрамовой минерализацией; иногда такая минерализация фиксируется в ореолах гранитоидных плутонов с содержанием вольфрама ниже кларкового. Накопление вольфрама в некоторых массивах гранитов, исключая части массивов, заведомо испытывавшие влияние наложенного гипогенного процесса, скорее может быть связано с заимствованием вольфрама из пород субстрата, служившего средой образования коровых гранитных выплавов.

Таким образом, уровень абсолютного содержания вольфрама в изверженных породах не является ведущим признаком их потенциальной рудоносности. Даже из сравнительно небольшого плутона (300 км²) достаточно экстракции 0,1 доли кларкового содержания вольфрама для образования месторождения с запасами более 50 000 т трехоксида вольфрама.

В гранитных плутонических породах вольфрам скорее проявляет тенденцию к относительно равномерному кристаллохимическому рассеянию, хотя это не исключает наличия косвенных признаков рудоносности (металлогенической специализации) магматических тел, отражающих степень проявления наложенного гипогенного процесса, что наиболее ярко выражено в распределении вольфрама в разных частях плутонических тел

и окружающих их породах (Иванова, 1970; Левашев; Недашковский, 1974; Руб, 1972; и др.).

Индикаторами вероятной гипогенной вольфрамовой минерализации служат такие минералого-геохимические признаки плутонических гранитоидов, как возрастающая дискретность распределения вольфрама в породах; понижающаяся изоморфная емкость на вольфрам последовательно образующихся полевых шпатов (с уменьшающимся калий-рубидиевым отношением) при возрастающей изоморфной емкости параллельно образующегося кварца; повышенное содержание вольфрама (и олова) в биотитах и замещающих их слюдах группы мусковита; высокие содержания вольфрама в ряде аксессуариев (магнетите, сфене, апатите и др.) и появление акцессорного шеелита; возрастающие коэффициенты парной корреляции между вольфрамом и некоторыми рудными элементами, а также их аддендами — переносчиками в комплексных соединениях (фтор, редкие щелочи и др.).

Перечисленные признаки изменчивы в полях гипогенного вольфрамового оруденения разных формационных типов, но устойчивы при разном уровне накопления вольфрама на определенных эрозионных срезах гранитных плутонов. Охарактеризованные признаки присущи гранитам наиболее молодых фаз сложных многофазных плутонов, в удалении от которых (включая граниты ранних фаз) они быстро исчезают.

Продуктивный на вольфрамовое оруденение гранитный магматизм занимает определенное историко-геологическое положение в развитии структур земной коры, несмотря на то, что разрыв во времени образования продуктивных гранитных плутонов и вмещающих их формаций составляет десятки миллионов лет (при их размещении в эпигеосинклинальных формациях подвижных поясов) и сот-

ни миллионов лет (для внегеосинклинальных гранитов, проникающих в структуры древней консолидации). Известно (Рундквист, Денисенко, 1971), что чем больше разрыв во времени внедрения гранитов и эпохой консолидации вмещающего их субстрата, тем меньше влияют структуры последнего на размещение плутонов и ассоциирующего с ними вольфрамового оруденения. Контролирующая роль для тех и других во всех случаях принадлежит наложенным структурам эпохи орогенной (или автономной) активизации.

Условия проявления последней в обобщенном виде могут быть подразделены на три ситуации, каждой из которых свойственны определенные формационные отличия магматизма и сопутствующего вольфрамового оруденения.

1. Структуры унаследованного геантиклинального развития и примыкающие к ним позднегеосинклинальные, или наложенные, прогибы, с длительным многократным проявлением гранитного магматизма. Продуктивный на вольфрамовое оруденение магматизм стадии орогенной активизации отвечает одному из поздних этапов формирования сводовых поднятий. Сопутствующие ему вольфрамовые месторождения составляют олово-вольфрамовую формацию.

2. Структуры активизации, наложенные на складчатые пояса древней консолидации и окраины платформ, представляющие собой поднятия мозаично-блокового строения с широким развитием вулканоплутонических ассоциаций коровых гранитоидных пород. Продуктивны на вольфрамовое оруденение наиболее поздние серии кислых гранитоидов повышенной щелочности, формирующиеся

в малоглубинных условиях и подчиненные структурам линейных и кольцевых разломов. Сопутствующее им гипогенное вольфрамовое оруденение различных генетических классов объединяется в молибден-вольфрамовую формацию.

3. Структуры некомпенсированных наложенных прогибов с редуцированной континентальной корой, выполненные существенно континентальными молассами и вулканитами среднекислого состава и их интрузивными аналогами; ареалы последних распространяются за пределы прогибов в смежные поднятия по системе сопряженных разломов; сопутствующие им гипогенные вольфрамовые месторождения объединяются в колчеданно-вольфрамовую формацию.

Каждая формационная группа месторождений характеризуется постоянными ассоциациями минеральных парагенезисов и повторяющимися условиями их образования, что не исключает, однако, возможности появления месторождений с промежуточными свойствами. Генетические черты формирования минерализации в известной мере повторяются в каждой формации, однако близкие генетические классы месторождений (скарновый, грейзеновый, гипогенный жильный и др.) в каждой из них отличаются условиями локализации, минералого-геохимическими, структурными и другими особенностями.

В данном разделе не рассматриваются месторождения олово-вольфрамовой (касситерит-кварцевой) и молибден-вольфрамовой формаций, охарактеризованные выше. В качестве примера описывается лишь колчеданно-вольфрамовая формация.

КОЛЧЕДАННО-ВОЛЬФРАМОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Пространственная близость вольфрамового и сульфидно-полиметаллического оруденения отмечается в ряде

регионов, геотектонические позиции и структуры которых во многом обязаны формированию окраинных

вулканических поясов, формирующихся на границе коры континентального и океанического типов. Эти пояса отличаются существенно андезитовым составом вулканоплутонических ассоциаций и широким набором колчеданных, медно-полиметаллических, золото-серебряных, ртутно-сурьмяных и других типов месторождений, в близкой ассоциации с которыми концентрации вольфрама фиксируются в следующих структурных позициях:

1) среди выступающих блоков древнего основания вулканических поясов, включающих отложения орогенных формаций и прорывающие их плутонические гранитоиды со свойственной им металлогенией литофильного профиля;

2) в сопряженных со структурами вулканических поясов зонах поперечных разломов, проникающих в смежные с вулканическими поясами блоки с корой континентального типа.

В обеих структурных позициях наземные фации вулканитов развиты, как правило, слабо; чаще здесь обнажены их гипабиссальные или субвулканические аналоги.

Наиболее важными рудоопределяющими структурами месторождений рассматриваемой формации выступают региональные линеаменты, контролирующие положение крупных фрагментов вулканических поясов, а также их поперечные ответвления, по которым вулканиты или их мало-глубинные плутонические аналоги проникают в сопряженные орогенные структуры областей консолидированной складчатости, включая стыки последних с древними платформами. К таким крупным линеаментам тяготеют известные сегменты восточно-азиатских вулканических поясов верхнего мезозоя, третичные вулканические пояса Северо- и Южно-Американских Кордильер, вулканиты островных дуг Японии — Индонезии и альпийские внутриконтинен-

тальные вулканиты Средиземноморья, Кавказа и Памира. Их поперечные сопряженные ответвления на востоке Азии совмещены со структурами Монголо-Охотского пояса, выступают в виде наложенных внутриконтинентальных впадин и шовных прогибов позднего мезозоя в Юго-Восточном Забайкалье, Верхне-Иманской, Бикинской и других поперечных структурах, сопряженных с прибрежным вулканическим поясом Приморья. Они наблюдаются в сходных структурах Охотско-Чукотского вулканического пояса, а также в сквозных поперечных структурах Кордильер Боливии и Перу — типа Талара — Мариньен, Эрику — Элобу-Лайн (Казанский, Чеботарев, 1973).

Непосредственно рудолокализирующими выступают частные структуры отмеченных выше региональных разломов, выраженные зонами расланцевания или сгущения трещин. Последние тяготеют к определенным стратифицированным литологическим комплексам — горизонтам рифогенных известняков (обычно доломитизированных), кварцитовидных песчаников, определенным разновидностям вулканитов, либо к пологим контактам межформационных залежей субвулканических пород и др. Характерной чертой таких рудолокализирующих структур помимо высокой степени раздробленности пород является их интенсивная гидротермально-метаморфогенная переработка в достаточно широком по протяжению и глубине ореоле. Метасоматические преобразования пород имеют существенно железо-магnezияльный характер. Обычно они выражены обильной биотитизацией и хлоритизацией терригенных отложений, процилитизацией или серицитизацией вулканитов, скарнированием карбонатных пород (малоглубинная фация волластонит-актинолитовых скарнов с примесью эпидота и везувiana). Для верхних

частей ореолов гидротермально измененных пород характерны серицитизация, адуляризация и аргиллизация (иногда алунитизация). В ближайших ореолах интрузивных тел (обычно среднекислых гранитоидов порфирирового сложения) отмечается интенсивное ороговикование вмещающих пород, в контактовых зонах иногда присутствуют грейзены турмалин-сидерофиллитового и другого состава, с вкрапленными апатитом и плавиковым шпатом. Фиксируемые скарновые преобразования по породам благоприятного состава прямо не связаны с контактами интрузивных тел и размерами последних, а скорее подчиняются, как и сами интрузии, положению трещинных структур и совмещенному ореолу гидротермально измененных пород.

Таким образом, отношение локализованных в рудных полях интрузивных тел к оруденению остается неопределенным. Среди них всегда выделяется несколько поколений интрузивных тел малых форм и пестрого состава — от диоритов и диоритсиенитов до гранодиоритов и плагиопорфилов. Наиболее поздние поколения даек (диоритовых порфириров, диабазов, лампрофилов, реже кислых порфирировых пород) занимают дорудное, межрудное и послерудное положения. Соответствующие интрузивные образования не могут быть отнесены к рудогенерирующим, так как рудные тела и ореолы гидротермально измененных пород обычно продолжают ниже уровней лежащих контактов или корней таких малых интрузий.

Среди последних гранитоидные разности с эвтектическими условиями кристаллизации (так называемые «предельные» граниты) отличаются от гранитов из полей вольфрамовых месторождений других формаций заметно более высокими коэффициентами магnezиальности и известковистости и общей суммой слабых осно-

ваний (в пределах 3—3,5%) при достаточно высокой глиноземистости (рис. 40, 41). Щелочность пород несколько пониженная, с преобладанием натрия. Они принадлежат к сравнительно высокотемпературным по режиму кристаллизации и относительно сухим расплавам, генерация которых скорее всего может быть связана с уровнем базификации континентальной коры в ходе ее деструкции. Те же очаги служат, по видимому, источником гидротермально-метаморфогенного преобразования окружающих пород, хотя в формировании гидротермальных систем вероятно роль погребенных вод более высоких уровней.

Отмеченные особенности рудномагматического процесса определяют близкие геохимические черты весьма разнообразных типов пород в объеме ореола гидротермально преобразованного субстрата, включая заключенные в том же ореоле тела магматических пород. В существенной мере они унаследуют геохимию пород подстилающего субстрата вулканических поясов, и если последнему свойственна определенная металлогения (в частности, вольфрамовая иных формационных типов), она в еще большей мере проявляется среди гипогенных образований верхнего этажа, среди вулканитов и их аналогов за пределами вулканического пояса; в тесной ассоциации с сульфидными колчеданно-полиметаллическими рудами близкой эпохи формирования.

Непосредственными признаками вольфрамовой геохимической специализации в этом случае служат повышенные содержания (на порядок выше кларка) вольфрама в плагиоклазах интрузивных пород, слюдах и амфиболах, в том числе в биотите ареала гидротермально-метаморфизованных пород. Еще отчетливее это заметно в поздних жильных телах пород повышенной щелочности и

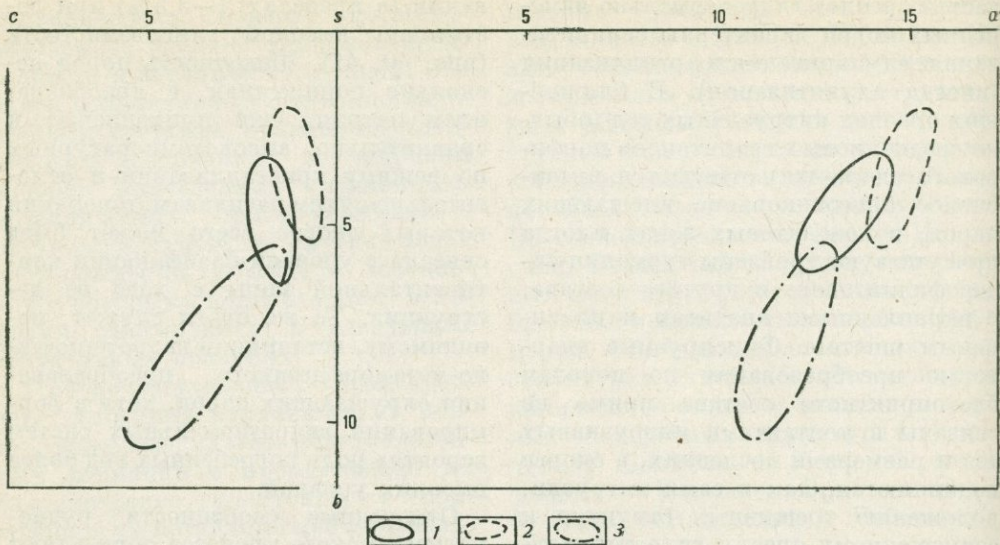


Рис. 40. Поля наибольшей плотности составов гранитов «предельного» типа в районах месторождений различных формаций:

1 — оловянно-вольфрамовой (111 анализов); 2 — молибден-вольфрамовой (69 анализов); 3 — колчеданно-вольфрамовой (47 анализов)

основности, занимающих междрудную или послерудную позицию.

Накопление вольфрама, с дискретным распределением его в виде микровключений собственных минералов (Руб, 1972; и др.), характерно для ряда аксессуариев интрузивных и гидротермально измененных пород окру-

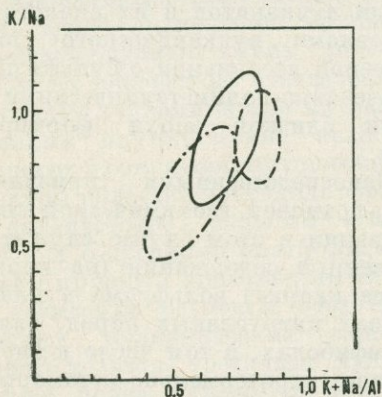


Рис. 41. Поля наибольшей плотности фигуративных точек гранитов из районов месторождений различных формаций. Условные обозначения см. на рис. 40

жающего ареала: для апатита, сфена, магнетита, турмалина и др., отличающихся относительно повышенным содержанием вольфрама (до первых сотен граммов на тонну). Аналогичный уровень накопления фиксируется для олова, даже при отсутствии его собственных минеральных форм, а также для меди, свинца, цинка, мышьяка, висмута и ряда других элементов; среди петрогенных элементов отмечаются послемагматические накопления магния, калия и бора. По направлению к вольфрамоворудным, богатым сульфидами залежам возрастает величина отношения суммы меди и цинка к свинцу, а по направлению к корневым частям рудных тел понижается величина отношения суммы свинца и висмута к сумме меди и цинка (Ю. Г. Иванов, 1974 г.).

В районах Приморья (Ю. Н. и Э. М. Размахнины, 1969; Ю. Г. Иванов, 1974 г.) сульфидная с вольфрамом минерализация в ореолах гидротермально измененных пород тяготеет к периферии внутренних ядер биотитовых метасоматитов; далее к периферии ореолов их сменяют зоны пропилитового, березитового и крем-

некислого преобразования исходных биотитовых метасоматитов. В геофизических полях отмеченные ядра биотитовых метасоматитов выступают в роли возмущающих (магнитных) масс. В направлении от ядерной к периферическим зонам ореола гидротермально преобразованных пород концентрация вольфрама от дву- и трехкратной к кларку падает до нижекларковой. Подобным же образом в литогеохимическом ореоле ведут себя олово, фтор и ряд других элементов при наиболее выдержанных корреляционных связях между вольфрамом, фтором, фосфором и серой, величины дисперсии которых возрастают от ядерных частей ореолов к их периферии. В местах локализации вольфрамового оруденения в пределах охарактеризованных ореолов подземные трещинные воды (углекисло-хлоридного, азотно-натриевого или иного состава с повышенным рН) выделяются заметным коэффициентом накопления вольфрама, содержание которого непосредственно в водах вольфрамоворудных полей достигает 100 мкг/л и более, а по их периферии (радиусом первые километры) — до 10 мкг/л. Все это свидетельствует об оптимальных условиях локализации вольфрамового оруденения в пределах периферических зон ядер биотитовых метасоматитов. В тех же условиях возникают высокие концентрации меди, цинка, мышьяка, железа, формирующих здесь сульфидные залежи.

Разложение сульфидов в зоне окисления с накоплением минералов группы окислов железа способствует накоплению ряда сорбируемых гидроокисями железа элементов, в том числе вольфрама (до 0,3—0,5%), висмута (0,02—0,2%), серебра и золота (единицы граммов на тонну).

В охарактеризованной регионально-геологической и металлогенической позиции встречаются весьма разнообразные типы вольфрамовых

месторождений, которые по преобладанию минеральных ассоциаций, различных условий образования и сопровождающих их околорудно измененных пород могут быть разделены на четыре типа: 1) сульфидно-вольфрамовый скарново-грейзеновый; 2) полиметаллически-вольфрамовый кварцево-жильный; 3) колчеданно-вольфрамовый жильно-экзгаляционный; 4) халцедон-сурьяно-вольфрамовый жильно-штокверково-вкрапленный.

В каждом из названных типов существенную роль играют сульфидные минеральные парагенезисы поздних стадий гипогенного процесса, подчеркивающих родственные связи всей группы колчеданно-вольфрамовых месторождений с полиметаллическими. Подобная парагенетическая связь вольфрамового, полиметаллического и медно-полиметаллического оруденения отмечалась А. Д. Щегловым (1968) в структурах активизации «первого этапа» в Родопском массиве, Кармазаре и других районах. Среди полиметаллических месторождений Юго-Восточного Забайкалья подобная связь намечается на примере месторождения Центрального (Образцова, 1960), где пространственно обособленное шеелит-пирит-пирротинное оруденение отвечает поздней (карбонатно-сульфидной) стадии формирования магнетитовых скарнов, отделенных внедрением даек плагиосиенит-порфиров и лампрофиров от собственно полиметаллических (пирит, арсенопирит, буланжерит, галенит, сфалерит, халькопирит, примеси станина, антимонита и др.) руд последующей стадии единого рудного процесса.

СУЛЬФИДНО-ВОЛЬФРАМОВЫЕ СКАРНОВО-ГРЕЙЗЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Наиболее характерные черты этого типа выражены на месторождениях Восток-2, Лермонтовском (Приморье),

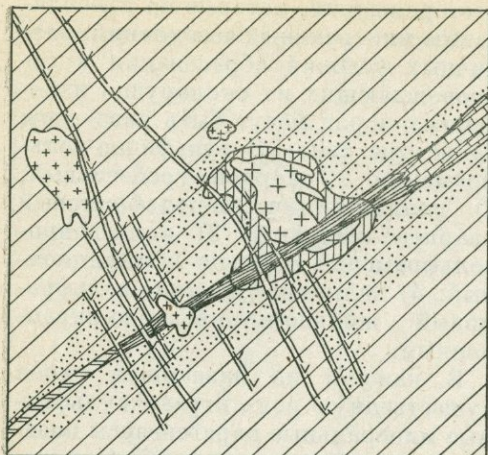


Рис. 42. Схема геологического строения шеелитового месторождения Восток-2. По Г. Н. Степанову (1971).

1 — пермские терригенные отложения; 2 — горизонт известняков; 3 — плаггиограниты; 4 — гранит-порфиры; 5 — дайки диабазов и порфиров; 6 — ореол гидротермального метаморфизма (биотитизации, серицитизации, окварцевания); 7 — ореол развития кварц-серицитовых метасоматитов и грейзенов; 8 — скарново-сульфидно-шеелитовые и существенно кварц-шеелитовые руды; 9 — шеелит-полиметаллические руды

Агылкинском (Юго-Восточное Верхоянье), Чеп-Чеп, Хуаньюшань, Лундаошань (КНР), Чиуауа (Мексика), вероятно, также Сало (Французские Пиринеи) и ряде других. Все они характерны для послеоорогенных вулканических поясов, хотя находятся в стороне от вулканитов; среди блоков более древних пород. Скарнирование и отложение последующих минеральных ассоциаций в перечисленных месторождениях по масштабам не сопоставимы с малыми размерами обнаженных тел интрузивных пород. Скарновые, грейзеновые и последующие сульфидные минеральные парагенезисы контролируются зонами тектонических нарушений, подчеркнутыми положением доскарновых биотитовых метасоматитов, где изменению в равной мере подвергаются

находящиеся в тектонической зоне слои карбонатных и алюмосиликатных пород и заключенные в них более ранние тела интрузивных образований. Независимо от положения последних, в линейных зонах измененных пород перемежаются мраморизованные (часто доломитизированные) известняки, волластонит-амфиболовые (иногда с гранатом) экзоскарны, реже геденбергит-гранатовые (с везувианом) экзо- и эндоскарны, пироксен-плаггиоклазовые эндоскарны, различные роговики и метасоматиты с преобладающими минеральными парагенезисами из амфибола, кислого плаггиоклаза, биотита и хлорита. Обычно скарны (и апоскарновые метасоматиты) без- или малогранатовые, с ассоциациями диопсид — тремолит — эпидот, диопсид — скаполит — флогопит, с наложенными магнетитом и сульфидами. В скарнах и апоскарновых метасоматитах фиксируется относительно равномерная вкрапленность шеелита, концентрация которого резко возрастает в местах наложенного грейзенового минерального парагенезиса (кварц-серицитового, кварц-мусковит-альбитового с большим или меньшим количеством лепидомелана, апатита, иногда флюорита). Основная масса шеелита отлагается в конце грейзенового этапа, в существенно кварцевых по составу обособлениях как среди скарнов и грейзенов, так и в окружающих их метасоматитах по алюмосиликатным породам. Шеелиту обычно сопутствуют молибденит, вольфрамит, апатит, различные сульфиды, карбонаты, иногда минералы висмута.

На поздней стадии рудного процесса, иногда пространственно обособленно, формируются существенно колчеданные халькопирит-пирротиновые, пирротин-сфалеритовые, иногда арсенипиритовые руды с обильным (до нескольких процентов) шеелитом, примесью магнетита, минералов висмута, самородного золота и серебра.

Этой ассоциации обычно предшествует внедрение межрудных даек порфириров — лампрофиров (рис. 42).

Ранняя скарновая ассоциация, независимо от нахождения контактов интрузивных тел, контролируется положением соответствующих горизонтов карбонатных пород и пересекающей рудолокализирующей трещиновой структуры. Положение грейзеновой ассоциации в большей мере определяется морфологией интрузивных тел кислых гранитоидов, а размещение поздней сульфидной ассоциации — положением наложенных трещинных структур, выполненных межрудными дайками. Положение поздних сульфидных руд отчетливо фиксируется в рудных полях различными геофизическими аномалиями. Передко сульфиды служат фундаментом развивающихся в зоне окисления «железных шляп», выделяющихся в виде наиболее контрастных геохимических аномалий вольфрама благодаря сорбции его гидроксидами железа.

Упомянутые геофизические и геохимические аномалии сравнительно локальны, хотя и являются надежными критериями при поисках и оценке рудопроявлений рассматриваемого типа. Дополнительными критериями служат более обширные ореолы шлихового пеелита с определенными отличиями его типохимии (например, в районах Приморья резко повышенное содержание примесей редкоземельных элементов), ассоциирующего с апатитом, обогащенным редкоземельными элементами (Ю. Г. Иванов, 1974 г.), иногда флюоритом, а также минералами группы лимонита, обогащенными вольфрамом, висмутом, иногда золотом.

ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИ- ВОЛЬФРАМОВЫЕ КВАРЦЕВО-ЖИЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения настоящего формационного типа некоторыми авторами

(Онтоев, 1974; и др.) рассматриваются в составе более обширной группы кварцево-жильных месторождений сульфидно-вольфрамовой формации. Среди последних следует, по-видимому, отличать богатые сульфидами цветных металлов и минералами висмута жильные месторождения вольфрама, тяготеющие к структурам послеорогенных вулканических прогибов и ассоциированных с ними континентальных угленосных впадин.

По минеральному составу и режиму рудного процесса эти месторождения существенно отличаются от сульфидно-вольфрамовых жил в полях месторождений молибден-вольфрамовой формационной группы, связанных с плутоническими лейкогранитами повышенной щелочности в областях активизации древних консолидированных структур.

Среди месторождений рассматриваемого формационного типа можно отметить Белуху, Букуку, Алдакчан и др. в Восточном Забайкалье; Их-Хайрхонскую группу месторождений Прикеруленского района МНР; Ляньхуашань и другие месторождения на северо-востоке провинции Гуандунь в КНР, месторождения по окраине прибрежного пояса вулканитов; месторождения района Бельфор в Южных Вогезах и др.

Все эти месторождения отличаются следующими характерными чертами:

1) локализацией в приподнятых блоках бортовых зон поясов континентальных вулканитов (реже непосредственно в поясах) на линиях сквозьструктурных разломов. Во вмещающем субстрате оруденение наложено на структуры и формации орогенного класса, в том числе на гранитоиды и оруденение соответствующих формационных групп;

2) тесной пространственной ассоциацией и структурной связью сульфидно-вольфрамовых жил с поздней серией гипабиссальных и субвулканических малых интрузивных тел

и даек пестрого состава (биотит-роговообманковые гранодиориты, кварцевые диориты и их порфиоровые аналоги; многочисленные дайки диоритовых порфиров, плагиопорфиров, лампрофиров, кварцевых порфиров, диабазов и порфиритов), являющихся близкими аналогами андезит-дацитово-серии континентальных вулканитов смежных зон вулкано-генных прогибов.

В Алдакчанском месторождении Восточного Забайкалья (Константинов, 1965) олово-вольфрамовые жилы месторождений рассматриваемого типа пересекают тела амазонитовых гранитов, представляющих собой наиболее поздние образования в полях олово-вольфрамового оруденения орогенного (доверхнеюрского) этапа.

Рудоносные образования полиметаллически-вольфрамовых месторождений представляют собой сложные и невыдержанные по морфологии кварцево-жильные тела, зоны прожилковой и массивно-вкрапленной минерализации. Пространственно они совмещены с полями даек (частью межрудных), в свою очередь располагающихся в обширных ореолах биотитизированных, хлоритизированных и серицитизированных вмещающих пород, включая относительно древние интрузивные образования плутонической фации. Сравнительно локальные ореолы вблизи рудных тел представлены разнообразными фациями метасоматитов, формировавшихся в связи с многостадийным гипогенным преобразованием вмещающих пород (включая дайки): слюдисто-топазовыми грейзенами, часто с турмалином и флюоритом; метасоматитами с различными соотношениями серицита, хлорита и альбита; зонами окварцевания; измененными породами типа пропилитов, а в наименее глубоких образованиях — типа аргиллизитов, иногда с адуляром и алунитом, реже с баритом.

Жильные выполнения сопровождаются раздувами в местах сопряжения с оперяющими трещинами, где характерны крустификационные текстуры руд, в свою очередь свидетельствующие о мало-глубинных условиях их формирования.

Текстуры руд отражают условия многостадийного выполнения трещинных полостей, с отчетливо телескопированным соотношением разновременных минеральных ассоциаций, отложившихся в диапазоне температур от 400° (и выше) до 150° (и ниже). Пространственное распределение разновременных минеральных ассоциаций подчеркивает отчетливую вертикальную (прямую или обратную) и горизонтальную зональность. Обычно в них отмечаются следующие минеральные ассоциации (от ранних к поздним): 1) кварц-мусковит-топазовая с ферберитом, иногда касситеритом; 2) кварц-биотит-турмалин-вольфрамитовая, иногда с касситеритом, сульфидами железа, арсенопиритом; 3) кварц-сульфидная (преимущественно пирротин, пирит, арсенопирит) с вольфрамитом, шеелитом, станином, смитовским, висмутином, иногда триплитом; 4) кварц-хлорит-шеелитовая с обильными сульфидами свинца, цинка, меди, блеклыми рудами (кубанитом, тетраэдритом, теннантитом), самородным висмутом, золотом и серебром; 5) кальцит-халцедон-хлорит-пиритовая с редкими вкраплениями минералов сурьмы и ртути.

Распределение минеральных ассоциаций, в том числе продуктивных, неравномерно-поясное и столбово-гнездовое.

Среди информативных поисковых признаков охарактеризованных жильных месторождений следует иметь в виду их совмещение с широкими полями гидротермально измененных пород, обильно насыщенных дайками порфировых пород. Характерны зоны окисления сульфидных руд с вторич-

ными минералами меди, свинца и цинка, совмещенные с литогеохимическими аномалиями вольфрама, висмута и других рудных элементов, характерных для состава руд.

КОЛЧЕДАННО-ВОЛЬФРАМОВЫЕ ЖИЛЬНО-ЭКСКАЛЯЦИОННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения этого формационного типа связаны, вероятно, постепенными переходами с предыдущим типом, от которого крайние члены отличаются: 1) резким преобладанием сульфидов (железа, меди, свинца, цинка) над всеми другими, в том числе и над жильными минералами рудных тел; 2) более тесной пространственной связью рудных тел с вмещающими вулканитами; 3) отчетливыми признаками близповерхностных условий рудоотложения, хотя своими корневыми зонами рудные тела уходят в подстилающие древние отложения основания вулканитов. Вулканиты (лавы, их туфы, игнимбриты) относятся к континентальным андезит-дацит-риолитовым сериям, хотя ассоциирующие с ними субвулканические тела, непосредственно локализованные в пределах рудных полей, обычно принаследуют к существенно кислым или среднеосновным породам.

Наиболее типичные месторождения рассматриваемого формационного типа развиты среди третичных вулканитов Восточных Кордильер Боливии, Перу и Аргентины (месторождения Хукамарини, Потози, Тасна, Маракоча, Серро-де-Пасго и др.), миоценовых андезитов внешних зон островных дуг Японии (месторождения Акинобе-Икуно, Асио и др.), в прибрежном вулканическом поясе мезозойд КНР (месторождения Усин, Левдаси и др.).

Изучение многих месторождений рассматриваемого формационного типа свидетельствует о том, что продуктивная минеральная ассоциация,

включающая минералы олова, вольфрама, сульфиды цветных металлов, а также примеси серебра, золота и ртути, наиболее близка этапу накопления континентальных вулканитов, хотя процессы регенерации более древнего оловянно-вольфрамового оруденения в субстрате основания вулканитов вполне вероятны (Imai, 1966; Накамура, Хунахаси, 1973).

В рудных полях с прямой зональностью поздние существенно сульфидные ассоциации (с преобладанием пирита и пирротина) нередко образуют поверхностные экскаляционные концентрации массивных руд типа Куроко; их непосредственно подстилают штокверково-вкрапленные сульфидные руды, локализованные среди сильно измененных (адуляризованных, алунизированных) вулканитов, в которых отмечаются повышенные концентрации серебра, иногда золота и киновари. Ниже расположены жильные зоны кварц-хлорит-карбонат-гематит-баритового состава с преобладанием в трещинно-жильных выполнениях ранней ассоциации сульфидов (арсенопирита, борнита, сфалерита, галенита, тетраэдрита, энаргита и др.), подчиненных минералов вольфрама (шеелита, ферберита) и станнина. Залегающие еще ниже корневые зоны жил существенно кварц-турмалин-халькопиритового состава содержат касситерит, станнин, ферберит и минералы висмута. На месторождении Асио с отчетливой обратной зональностью медно-цинковая минерализация явно предшествует оловянно-вольфрамовой (Накамура, Хунахаси, 1973).

В месторождениях Боливии среди разновременных, отчетливо телескопированных минеральных ассоциаций ранняя представлена кварцем, турмалином, халькопиритом, пирротинном, висмутином, касситеритом, вольфрамитом, апатитом, монацитом и др.; промежуточная — пиритом,

марказитом, сидеритом, арсенипитом, франкеитом, станнином и шеелитом; поздняя — тетраэдритом, андоритом, пираргиритом и самородным золотом. Руды весьма изменчивы по составу и соотношению ведущих полезных компонентов: содержат олова 0,5—2% при различном соотношении касситерита и станнина, вольфрама 0,5—3% с разным соотношением ферберита, вольфрамита и шеелита, меди 1—10%, висмута 0,2—2%, серебра — первые сотни граммов на тонну, золота — единицы граммов на тонну.

Вмещающие рудные тела вулканы или их субвулканические аналоги обычно повышенной основности интенсивно пропилитизированы; кислые разности — серицитизированы и адуляризированы. Наиболее интенсивные изменения линейной формы трассируют наложенные на вулканы разломы, пространственно совмещенные с обновленными древними разломами в структурах основания вулканитов. Более локальные ореолы продуктивного оруденения выделяются в виде различного типа аномалий в геофизических полях благодаря своей повышенной плотности, электропроводности и поляризуемости. Не менее отчетливо контуры их подчеркнуты линиями изоконцентраций в литогеохимических ореолах, с совмещенными максимумами концентраций ряда характерных элементов (вольфрама, олова, меди, висмута, мышьяка, свинца и цинка, серебра, ртути, иногда бора).

При наличии большого числа рудных тел, учитывая выдержанность их по падению (до 500 м), месторождения этого формационного типа нередко принадлежат к средним и крупным как по масштабам оловянно-вольфрамового, так и сопутствующего медного, висмутитового, золото-серебряного и другого оруденения.

ХАЛЦЕДОН-СУРЬМЯНО-ВОЛЬФРАМОВЫЕ ЖИЛЬНО-ШТОКВЕРКОВО-ВКРАПЛЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

На природу месторождений этого формационного типа с их комплексным вольфрам-сурьмяно-ртутным оруденением нет единой точки зрения. А. Д. Щеглов (1960) и многие другие исследователи считают их типичными телетермальными близкповерхностными образованиями обычно амагматических областей активизации древних консолидированных структур. Существует точка зрения о метаморфогенно-стратиформных условиях локализации такого оруденения за счет первично обогащенных указанными элементами морских карбонатно-терригенных и вулканогенных отложений (Höll e. a., 1972), основанная на данных по месторождениям Восточных Альп.

Нельзя не учитывать при этом примеров сонахождения месторождений рассматриваемого формационного типа с другими типами месторождений колчеданно-вольфрамовой формации, а также с золото-сурьмяными и золото-серебряными месторождениями в единых структурах, внутри или вблизи наложенных вулканических поясов. Такая геотектоническая позиция свойственна месторождениям рассматриваемого типа в юго-западных районах США (Иеллоу-Пайн, Боулдер, Атолия), в Канаде (Тунгстен-Куин), Боливии (Чойла) и в других районах Южной Америки, хотя в большинстве случаев они несколько удалены от полей вулканитов в смежные с ними блоки более древних метаморфических пород, куда (не считая древних плутонических интрузивов) проникают лишь редкие дайки среднеосновных пород повышенной щелочности, близкие по времени к третичным вулканитам отмеченных районов (Lovering, 1941).

В Китае аналогичные месторождения локализованы как вблизи пояса молодых вулканитов на северо-востоке провинции Гуанси (Цзюлуннань, Фукэн и др.), так и в значительном удалении от него в провинции Хунань, западнее Лонлинского прогиба, в активизированной позднеяньшанскими движениями древней (синийской) части Южно-Китайской платформы (Казанский, 1972). Менее ясна позиция таких месторождений в Австралии (Хилгроув), Забайкалье (Бурун-Шевинское, Ново-Ивановское и др.), хотя они несомненно тяготеют к тектоническим швам крупных блоков, обновлявшимся в периоды формирования наиболее поздних (меловых) прогибов с континентальными вулканитами в юго-восточных районах Забайкалья. Более определено с альпийским тектоногенезом и близкими по времени континентальными вулканитами может быть связано формирование подобных месторождений на Кавказе (рудопоявления верховьев Риони), в Турции (Гюмюслер) и Восточных Альпах (Фелбертал и др.).

Вблизи и в удалении от вулканических поясов эти месторождения заметно отличаются по структурам рудных полей. В первом случае это сложные по морфологии тела штокверкового прожилково-вкрапленного оруденения в сочетании с минерализованными брекчиями, расположенные на пересечениях линейных дизъюнктивных структур. Продуктивное оруденение обычно ограничено по площади и значительно более выдержано по вертикали, особенно при совмещении рудолокализирующих дизъюнктивных структур с контактами плутонических тел, узлами пересечения даек и др. Брекчиевые и крустификационные текстуры руд и их минеральный состав свидетельствуют о близповерхностных и относительно малоглубинных условиях формирования.

В блоках древних структур, удаленных от вулканических поясов, структуры рудных полей в большинстве случаев определяются положением и морфологией межслоевых дислокаций сдвиго-надвигового типа на границах слоев с резко различными прочностными свойствами. Подобные рудолокализирующие структуры сопряжены с крупными тектоническими швами на границах блоков древних пород и ограничивающих их молодых впадин. Локализаторами оруденения выступают пласты и горизонты литологически различных пород (кварцитов, песчаников, доломитизированных известняков), относительно менее компетентные к пластическим деформациям. В пределах таких горизонтов-локализаторов в виде штокообразных штокверков выделяются сложные по морфологии тела продуктивных образований. Обычно оруденение по простиранию горизонта-локализатора существенно уступает размаху оруденения по направлению падения пласта, достигая при пологом падении многих сотен метров (иногда 1—2 км). Залежи такого типа часто являются скрытыми и проявляются на поверхности лишь в виде ореолов слабо измененных пород с рассеянной сурьмяной и ртутной минерализацией.

Вмещающие породы обнаруживают признаки изменения в ореоле, существенно превышающем границы распространения продуктивной минерализации. Признаками таких гидротермальных изменений являются окварцевание (окремнение) пород в виде сети тонких неправильных и невыдержанных прожилков мелкозернистого плотного кварца или халцедона, а также сопутствующая прожилкам слабая серицитизация, иногда адуляризация или еще более характерная аргиллизация; в таком ореоле отмечаются рассеянная вкрапленная пиритизация и отложение сульфатов (алуниита, барита).

В составе продуктивных кварцевых прожилков присутствуют карбонаты (анкерит, сидерит, реже кальцит), диккит, иногда флюорит и барит. В виде гнезд и вкраплений в прожилках в различных соотношениях присутствуют ферберит, шеелит, минералы сурьмы (антимонит, гудмандит), киноварь, иногда гематит и магнетит и разные сульфиды. Среди них более ранними являются пирит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит и галенит, редко молибденит, ассоциирующие с бисмутитом и самородным висмутом. На поздних стадиях вместе с киноварью выделяются марказит, иногда фрейбергит, тетраэдрит, миаргирит и другие сульфосоли. В нескольких поколениях кварцевых и халцедоновых прожилков с ритмично изменяющейся температурой (по данным декрепитации в пределах 350—150° С) иногда отмечается также несколько поколений минералов вольфрама и ртути (Щеглов, 1960). Для поздних поколений прожилков характерны железо-мар-

ганцевые карбонаты, реже флюорит и барит. Почти всегда в рудах присутствуют серебро (первые сотни граммов на тонну) и золото (единицы граммов на тонну).

Из минералов вольфрама в рудах отмечаются либо ферберит, часто в виде кристаллов хорошей огранки (в среде алюмосиликатных пород, богатых кремнием), либо шеелит — в известняках, доломитах и других породах, богатых слабыми основаниями.

Для литогеохимических и водных ореолов характерны повышенные концентрации сурьмы и ртути.

Для многих месторождений рассматриваемого формационного типа характерны богатые руды как вольфрама (до 1—2% и более), так и сурьмы (до 3—5%) и ртути (0,2—0,3%). Большинство месторождений тем не менее невелики по масштабам, редко приближаясь к средним, с объемом рудной массы порядка 1—2 млн. т при сложном рисунке распределения балансовых руд.

ФОРМАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЛАВИКОВОГО ШПАТА

В настоящее время более или менее обоснованно можно выделить две рудные формации плавиковошпатового сырья: флюоритовую и флюоритоносных карбонатитов. Большая часть месторождений относится к первой из них. В связи с карбонатитами известно всего три месторождения, одно из которых расположено на территории СССР. Флюоритовое оруденение этих формаций характеризуется близкими геологическими условиями образования. Оно формируется на небольших глубинах от дневной поверхности, не превышающих 1,4—1,6 км в результате деятельности низкотемпературных растворов. Промышленные типы оруденения не обнаруживают прямых генетических связей с магматическими образованиями, нередко вообще отсутствующими в регионах его развития. Только различия в составе геохимических спектров элементов, присутствующих во флюорите и других минералах рудных тел, главным образом в отношении натрия и калия, наличии элементов иттриевой и цериевой групп, тантала, ниобия, циркония и фосфора могут служить указаниями на коровое или мантийное происхождение фтороносных гидротерм. Оруденение этих формаций довольно четко обособляется по типам региональных геологических структур: месторождения флюоритовой формации распространены во всех структурных подразделениях земной коры; карбонатитовые месторождения приурочены к платформенным структурам. Это обуславливает определенные различия в принципах прогноза оруденения.

По способу образования промышленные месторождения подразделя-

ются на метасоматические залежи и жилы выполнения открытых полостей разрывных структур. Флюоритоносные карбонатиты представлены исключительно метасоматическими залежами, а оруденение флюоритовой формации — как метасоматическими, так и жилами выполнения. Большинство метасоматических месторождений по запасам относится к категории крупных и очень крупных. Наоборот, жилы выполнения представляют собой по запасам мелкие и средние объекты. Метасоматические и жильные рудные тела имеют определенные различия и в вещественном составе. В первых из них обычным второстепенным минералом является кальцит, широко развиты акцессорные минералы. В жилах выполнения обычным второстепенным минералом является кварц, а перечень акцессорных весьма ограничен. Существенно отличается и морфология рудных тел. Для метасоматитов характерны стратиформные, пластообразные, седловидные и трубообразные залежи. Жилы выполнения представлены крутопадающими плито- и линзообразными телами, а также жильными зонами сложной формы.

Руды месторождений плавикового шпата имеют простой состав. На 90—95% они сложены следующими ассоциациями минералов: кварц — флюорит, карбонаты — флюорит, кварц — карбонаты — флюорит, барит — карбонат (кварц) — флюорит, сульфиды — кварц — флюорит, гематит — карбонаты — флюорит. Наличие в рудных телах второстепенных и малораспространенных минералов, а также акцессорных элементов во флюорите объясняется особенностями состава и происхождения

пород, вмещающих плавиковошпатовые залежи. В наиболее четкой форме зависимость минерального состава и геохимических особенностей оруденения от окружающей среды отмечается для метасоматических рудных тел.

Разработка геологических основ прогноза и оценки месторождений плавикового шпата является весьма сложной проблемой, поскольку эти месторождения относятся к одному из наиболее низкотемпературных типов гипогенного оруденения, нередко утрачивающего видимые связи с магматизмом и формирующегося в различных блоках земной коры — в поясах завершенной складчатости, на срединных массивах, плитах и щитах платформ. Промышленное плавико-

вошпатовое оруденение не имеет каких-либо родственных связей с геологическими формациями, всегда являясь наложенным на любые типы геологических образований, вне зависимости от их генезиса. Последнее не означает отрицания их влияния на закономерности размещения и локализации плавиковошпатового оруденения, а также на минеральный состав рудных тел. Главные различия в масштабах, минеральном составе, морфологии и закономерностях размещения метасоматического и жильного оруденения объясняются особенностями строения геологических формаций, химическими и физическими свойствами пород, входящих в их состав.

ФЛЮОРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ И ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

К промышленным типам оруденения флюоритовой формации относятся месторождения, содержащие не менее 30% фтористого кальция (табл. 29). В СССР и за рубежом наиболее распространены жильные месторождения, однако немногочисленные метасоматические месторождения имеют основное промышленное значение, так как содержат более 60% учтенных запасов плавиковошпатовых руд.

Жильные месторождения флюорита по запасам (от 0,3—0,5 до 1,5—2,0 млн. т руды) относятся к категориям мелких и средних. Объекты с запасами порядка 4 млн. т руды известны в единичных случаях (месторождение Наугарзан). Основное промышленное значение имеют кварц-флюоритовый, кальцит-кварц-флюоритовый и сульфидно-кварц-флюоритовый минеральные типы. Первый из них широко распространен в Забайкальской и Казахстано-Среднеазиатской флюоритоносных провинциях, значительно реже в них встречается кальцит-кварц-флюоритовый тип. Сульфидно-кварц-флюоритовые

руды характерны для последней провинции. Минеральный состав руд прост. В кварц-флюоритовом типе кроме основных флюорита (30—80%) и кварца (10—70%) в количествах до 5% содержатся кальцит, барит, пирит, минералы группы каолинита, изредка галенит и сфалерит. Месторождения этого типа являются основными поставщиками металлургических сортов плавикового шпата, получаемых методами рудоразборки, отсадки и гравитации. Для рядовых руд применяются флотационные методы обогащения с получением химических сортов концентратов.

В сульфидно-кварц-флюоритовом типе кроме галенита, сфалерита, кварца и флюорита в небольших количествах содержатся пирит, марказит, барит, адуляр, кальцит, халькопирит. Руды являются основным источником химических сортов концентратов, получаемых флотацией. В кальцит-кварц-флюоритовом типе к второстепенным и малораспространенным минералам относятся барит, сульфиды железа, свинца, цинка,

ТАБЛИЦА 29. ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЛАВИКОВОГО ШПАТА ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО НИЗКОТЕМПЕРАТУРНОГО ТИПА

Формация	Минеральный тип	Тип рудных тел	Запасы руд, млн. т	Попутные полезные минералы и элементы	Примеры месторождений	
Флюоритовая	Гематит-карбонатно-флюоритовый Барит-ангидрит-флюоритовый	Флюоритоносные метасоматиты	по карбонатным, реже алюмосиликатным породам	В СССР до 3, за рубежом до 10	Минералы железа, свинца, цинка, редких земель, фосфора, барит	Больше-Тагнинское (СССР), АмбаДонгар (Индия)
	Кальцит-флюоритовый			От 1 до 3	Нет	Покрово-Киревское (УССР)
	Кварц-кальцит-флюоритовый			До 7—8	Нет	Таскайнарская группа (КазССР)
	Слюдисто-кальцит-флюоритовый Топаз-кальцит-флюоритовый Сульфидно-кварц-флюоритовый			До 15, в среднем 8—10	Минералы редких металлов, стронция, свинца, цинка, германий, галлий, серебро	Приморье, Солнечное (КазССР), Барвинское (Иркутская обл.)
	Слюдисто-кварц-флюоритовый			0,1—0,3	Нет	Мын-Аральская группа (КазССР)
	Доломит-кальцит-флюоритовый			В СССР мелкие, в США до 2—3	Минералы свинца, цинка, барит	Приуралье (СССР), штат Иллинойс (США)
Флюоритовые жилы выполнения открытых полостей разрывных структур	Кварц-флюоритовый			0,3—2	Нет	Забайкалье
	Сульфидно-кварц-флюоритовый			0,5—2, редко 4	Минералы свинца, цинка	Такоб, Бигар, Наугарзан (СССР)
	Кальцит-кварц-флюоритовый			1—2	Нет	Олимпийское (СССР)
	Барит-кварц-флюоритовый			В СССР 0,3—0,5, в ГДР до 3—5	Минералы свинца, цинка, меди, барит	Могов (СССР), Нидершлаг (ГДР)
	Полиметаллически-барит-флюоритовый			До 0,5	То же	Бадам (СССР)

адуляр, цеолиты, каолинит. Руды обогащаются флотацией. Барит-кварц-флюоритовый и полиметаллически-барит-флюоритовый типы в СССР распространены незначительно; большое значение они имеют в Западной Европе и США.

Редко встречаемые метасоматические месторождения известны в ряде провинций СССР. Для минеральных типов этого оруденения характерны значительные вариации вещественного состава. В верхней части трубообразной залежи Вознесенского месторождения распространены легкообогатимые слюдисто-кальцит-флюоритовые руды, которые ниже сменяются труднообогатимыми кальцит-флюоритовыми. В обоих типах руд установлено около 40 второстепенных и редко встречаемых минералов. Так же широко редко встречаемые минералы распространены на Солнечном (Казахстан) и Барвинском (Прибайкалье) месторождениях. Все минеральные типы метасоматических руд обогащаются методами флотации. Однако при содержаниях кальцита свыше 20% при обогащении не достигается высокого извлечения флюорита в концентрат.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ФЛЮОРИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Анализ накопившихся материалов по флюоритоносности территории СССР дает основание считать, что широко распространенные месторождения плавикового штапа сформировались в позднебайкальскую, позднекаледонскую, позднегерцинскую, ранне- и позднеальпийскую эпохи (Пузанов, 1972₂). Оруденение флюоритовой формации широко проявилось в пределах различных блоков земной коры — в поясах завершенной складчатости, на срединных массивах, плитах и щитах платформ (рис. 43). Развитие эпох промышлен-

ного флюоритообразования тесно связано с конечными этапами процессов магматической и тектонической активизации, охватившими огромные территории. Для большинства флюоритоносных провинций характерен значительный разрыв между возрастом слагающих их геологических формаций и временем формирования оруденения.

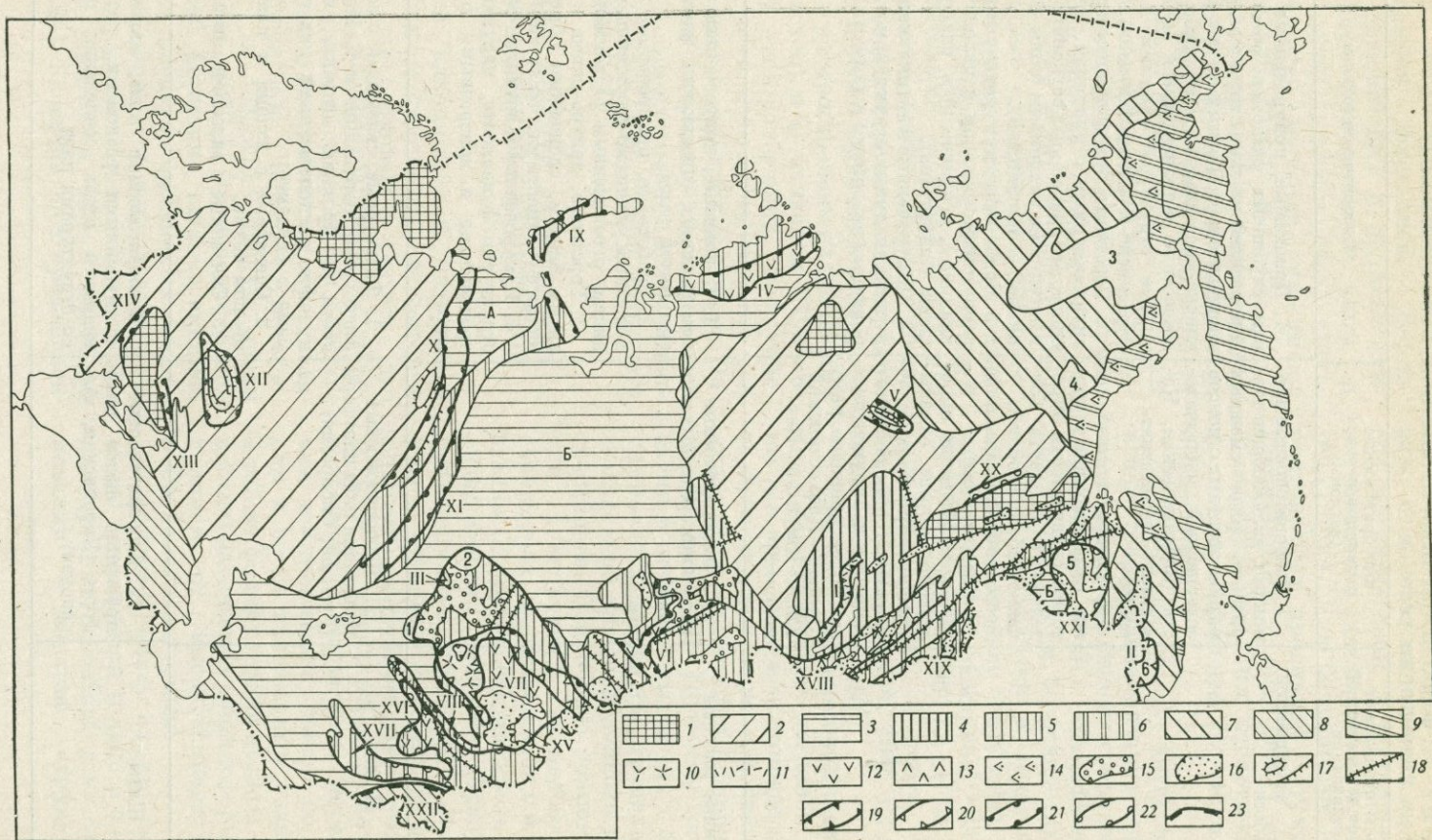
Значение процессов активизации в перестройке ранее созданных складчатых и платформенных сооружений, образовании новых специфических структурных форм, особенностях проявления магматизма и эндогенного оруденения широко освещалось в литературе (В. И. Смирнов, 1962 г.; В. В. Белоусов, 1964 г.; Д. М. Горжевский, 1965 г.; Карпова, 1968; Ю. М. Пуцаровский, 1968 г.; Щеглов, 1968, 1970, 1974).

В предлагаемой классификации типов флюоритоносных регионов учтены все известные в настоящее время геолого-тектонические подразделения с месторождениями плавикового штапа (табл. 30). Процессы активизации в пределах выделенных флюоритоносных площадей проявляются с различной степенью полноты и контрастности. В наиболее полном виде они фиксируются в наложенных структурах, формировавшихся в две стадии. В первую стадию вдоль активизированных разломов образуются вулканогенные прогибы, а во вторую — впадины с угленосно-терригенными отложениями. При этом происходят интенсивный вулканогенно-интрузивный магматизм, перемещения тектонических блоков по древним и вновь заложенным разломам, а также формирование полных серий постмагматических рудных формаций, начиная от высокотемпературных к низкотемпературным.

В другом крайнем случае активизация фиксируется только в оживлении древних разломов, в их трассировании в верхние структурные

ТАБЛИЦА 30. ФЛЮОРИТОНОСНЫЕ ПРОВИНЦИИ, ПОЯСА (РЕГИОНЫ) И ЗОНЫ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

Регионы проявления процессов тектонической активизации	Флюоритоносные провинции и пояса (регионы)	Флюоритоносные зоны	
Пояса завершенной складчатости	<p>I. Флюоритоносные провинции, включающие территории ряда смежных разновозрастных поясов завершённой складчатости (Забайкальская, Казахстано-Среднеазиатская):</p> <p>а) флюоритоносные пояса, охватывающие территорию складчатости определённого возраста (Западно-Забайкальский, Восточно-Забайкальский);</p> <p>б) флюоритоносные регионы, не имеющие определённой формы, охватывающие территорию складчатости определённого возраста и окружающую его более древнюю раму (Западно-Казахстанский, Южно-Джунгаро-Кетменский)</p>	<p>1. Пришовные, приуроченные к зонам глубинных разломов, разделяющих разновозрастные структурно-формационные зоны (Горный Алтай, Каянчинско-Баратальская зона), либо разновозрастные синклинозные и антиклинозные структуры (Горный Алтай, Сарасинско-Куротинская зона).</p> <p>2. Горстовые, приуроченные к горст-антиклинорным структурам, отделяющимся от грабеновых региональными и крупными разломами (зоны Забайкальской провинции).</p> <p>3. Грабеновые, приуроченные к вулканогенным прогибам и наложенным впадинам, ограниченным разломами (зоны Казахстана).</p> <p>4. Приуроченные к антиклинальным и синклиналим структурам, блокированным разломами и дайками (Пай-Хой)</p>	
Срединные массивы	<p>II. Флюоритоносные провинции срединных массивов</p>	<p>1. Пришовные, приуроченные к зонам разломов, отделяющих массив от складчатой рамы.</p> <p>2. Грабеновые, приуроченные к наложенным угленосно-терригенным впадинам, ограниченными разломами.</p> <p>3. Горстовые, приуроченные к поднятым блокам, сложенным образованиями фундамента или чехла массивов.</p> <p>4. Приуроченные к антиклинальным структурам фундамента, нарушенным продольными и поперечными разломами</p>	
Платформы	Плиты	<p>III. Флюоритоносные провинции плит платформ (Русская, Сибирская)</p>	<p>1. Флексурные, связанные с зонами флексурных нарушений и трещиноватости на крыльях автеклиз, валов, куполов, расположенными над разломами в фундаменте.</p> <p>2. Связанные с валами в платформенном чехле.</p> <p>3. Связанные с авлакогенами и рифтами.</p>
	Щиты	<p>IV. Флюоритоносные провинции щитов платформ (Украинская, Алданская)</p>	<p>Флюоритоносные зоны, связанные с глубинными разломами, развивающимися вдоль сочленения щитов со структурами плит</p>



этажи, в образовании крупных поднятий и опусканий, а также в формировании низкотемпературных типов оруденения (Пузанов, 1972₂). Между отмеченными крайними случаями активизации устанавливается большое многообразие в характере и интенсивности развития магматизма, в степени подновления дизъюнктивных структур, в контрастности блоковых перемещений и, наконец, в особенностях постагматического рудообразования. Все это определяет разнообразие геологических позиций как в региональном, так и в локальном плане, имеющих значение для выявления закономерностей размещения и локализации оруденения флюоритовой формации.

Флюоритоносные провинции поясов завершённой складчатости

Флюоритоносные провинции, охватывающие территории смежных разновозрастных поясов завершённой складчатости, являются наиболее изу-

ченными в отношении закономерностей размещения и локализации плавиковошпатового оруденения. Значение процессов активизации в этом отношении четко видно на примере Забайкальской флюоритоносной провинции. Развитые в ее пределах месторождения флюорита сформировались в два этапа процессов активизации. Первый из них приходится на границу средней и верхней юры, а второй — на границу верхней юры и нижнего мела. В провинции выделяются два флюоритоносных пояса: Западно-Забайкальский — с более ранним оруденением и Восточно-Забайкальский — с более поздним, охватывающих соответственно пояса каледонской и герцинской складчатости.

Складчатые структуры Западного Забайкалья, входящие в состав байкальской, каледонской и герцинской геосинклинальных зон, разделенных мощными зонами глубинных разломов, в различной степени подверглись в мезозое процессам активизации. В пределах активизированных территорий выделяются внешние и внутренние зоны, различающиеся по характеру наложенных тектонических, магматических и металлогенических процессов. Во внешних зонах, совпадающих с байкалидами и герцинидами, эти процессы проявились незначительно; во внутренней, флюоритоносной зоне процессы активизации проявились с наибольшей полнотой. Составляющие зону складчатые структуры в результате процессов активизации были превращены в складчато-глыбовые сооружения, включающие разнообразные по составу магматические формации и соответствующее им оруденение. Развитие этих процессов протекало в четыре стадии. С начальной из них, охватившей нижний триас — нижнюю юру, связано формирование крупных, вытянутых на сотни километров в северо-восточном направле-

Рис. 43. Карта флюоритоносных территорий СССР
1 — область дорифейской складчатости; 2 — чехол древних платформ; 3 — чехол эпибайкальских (А) и эпипалеозойских (Б) платформ. Области складчатости: 4 — байкальской, 5 — каледонской, 6 — герцинской, 7 — мезозойской, 8 — альпийской, 9 — кайнозойской. Вулканические пояса: 10 — протерозойские, 11 — каледонские, 12 — герцинские, 13 — мезозойские, 14 — кайнозойские. Наложённые впадины и прогибы: 15 — средние и верхнепалеозойские, 16 — мезо-кайнозойские; 17 — некоторые активизированные элементы тектоники; 18 — глубинные разломы. Флюоритоносные области (пояса) и зоны: 19 — позднебайкальские (I), 20 — позднекаледонские (II, III), 21 — позднегерцинские (IV, V, VI, VII, VIII, IX, X, XI, XII, XIII, XIV), 22 — раннеальпийские (XV, XVI, XVII, XVIII, XIX), 23 — позднеальпийские (XX, XXI, XXII).

Срединные массивы: 1 — Улутавский, 2 — Кочетавский, 3 — Колымский, 4 — Омолонский, 5 — Буреинский, 6 — Усури-Ханкайский. Флюоритоносные области (пояса) и зоны: I — Прибайкальский, II — Усури-Ханкайская, III — Восточно-Казахстанская, IV — Таймырский, V — Моркюинская, VI — Алтас-Саянский, VII — Центрально-Казахстанская, VIII — Северо-Тяньшаньский, IX — Пай-Хой-Новоземельский, X — Уфимско-Тиманский, XI — Уральский, XII — Воронежская, XIII — Волновухская, XIV — Подольская, XV — Южно-Джунгарская, XVI — Чаткало-Кураминская, XVII — Южно-Тяньшаньский, XVIII — Западно-Забайкальский, XIX — Восточно-Забайкальский, XX — Северо-Алданская, XXI — Буреинская, XXII — Памирский

нии, приразломных вулканогенных прогибов с накоплением мощных (5—7 км) толщ липарит-базальтового состава. При этом вдоль активизированных древних и вновь заложённых разломов происходило внедрение интрузий кислого и щелочного состава.

В следующую стадию, охватившую среднюю юру, усилились тектонические подвижки и заложены менее значительные по размерам вулканогенные прогибы. В то же время развивались дизъюнктивные нарушения северо-восточного, субмеридионального, северо-западного и реже субширотного простираний. К разломам тяготеют интрузивы сиенит-порфиров и микросиенитов (комагматов среднеюрских эффузивов) и дайки основного щелочного состава хурай-байбинского комплекса (П. М. Хренов, 1968 г.). Первые сопровождаются высоко- и среднетемпературным редкометальным оруденением с флюоритом, количество которого составляет в среднем 15—20%. С хурай-байбинским комплексом даек, внедрившихся в конце средней юры, ассоциирует широко распространенное флюоритовое оруденение. Оно представлено крутопадающими низкотемпературными кварц-флюоритовыми жилами, приуроченными к разрывным структурам, оперяющим разломы северо-восточного простирания. В единичных случаях отмечаются кальцит-флюоритовые метасоматиты по карбонатным породам. На связь флюоритового оруденения с основным щелочным магматизмом указывает преобладание (от 2 до 10 раз) в составе флюорита натрия над калием, а также повышенное содержание стронция (Пузанов, Коплус, 1973).

В результате верхнеюрской — нижнемеловой стадии активизации в контурах вулканогенных прогибов сформировались угленосно-терригенные впадины, в пределах которых флюоритовое оруденение отсутствует. Развиваясь вдоль крупных и регио-

нальных разломов, эти структуры образовали четыре протяженные, параллельные друг другу депрессионные зоны, вытянутые в северо-восточном направлении. Они разделяют горст-антиклинорные поднятия, в пределах которых размещаются все известные в Западном Забайкалье месторождения и проявления флюоритовой формации. Такие структуры выделяются как флюоритоносные зоны, в различной степени перспективные для проведения поисково-разведочных работ (Л. С. Пузанов, 1968 г.).

Для соседнего Восточно-Забайкальского флюоритоносного пояса верхнеюрская стадия активизации является основной для формирования многочисленных и совершенно однотипных западнозабайкальским флюоритоносных жил. В Восточном Забайкалье в отличие от первого региона процессы активизации примерно в той же последовательности развивались на герцинском складчатом основании. Существенные отличия установлены лишь в характере магматизма, а также в морфологических особенностях наложенных на складчатые структуры прогибов и впадин. Для региона типично преобладание кислых, субщелочных и средних пород. Возникшие впадины не имеют ярко выраженной линейной формы; им свойственны мультискладчатая и неправильная формы, что придает региону ярко выраженное складчато-глыбовое строение. Плавиновошатовое оруденение, проявившееся в самом конце верхней юры, парагенетически связано с наиболее поздними фазами средне-верхнеюрских гранитов, богатых кремнекислотой, щелочами, фтором и другими летучими.

Оруденение размещается в пределах поднятых блоков, где мезозойские магматические породы нередко отсутствуют. Впадины, выполненные нижнемеловыми отложениями, не со-

держат плавиковошпатового оруденения. Месторождения и проявления локализируются в небольших разрывных структурах, опояривающих крупные разломы. Господствуют крутопадающие кварц-флюоритовые жилы; в единичных случаях отмечаются кальцит-флюоритовые метасоматиты по карбонатным породам (месторождения Видное, Степное, Даринское). На связь флюоритового оруденения с мезозойским комплексом гранитоидов указывает характер распределения натрия, калия и стронция во флюорите. В отличие от Западного Забайкалья флюорит региона характеризуется равными содержаниями калия и натрия при низких количествах стронция.

Закономерности размещения оруденения в Западно- и Восточно-Забайкальском флюоритоносных поясах не имеют существенных отличий. Оруденение располагается во флюоритоносных зонах, вытянутых на первые сотни километров в северо-восточном направлении и совпадающих с контурами горст-антиклинальных структур, разделенных наложенными впадинами. В пределах зон месторождения и проявления концентрируются на ограниченных по размерам площадях, разделенных блоками, лишенными оруденения. На флюоритоносных площадях насчитывается от 2—3 до 10—15 месторождений и проявлений, сложенных в основном крутопадающими плито- и линзообразными жилами и в редких случаях жильными зонами.

Рудоносные площади, представляющие собой поднятые блоки, имеют сложное строение и образованы различными по возрасту складчатых осадочно-метаморфическими и менее дислоцированными покровами эффузивов триаса и юры. Значительно развиты массивы палеозойских и мезозойских гранитов, а также разнообразные по составу дайки. Широко развиты дизъюнктивные структуры

северо-восточного, северо-западного и других направлений, расчленяющие геологические образования на мелкие блоки. При этом формировались зоны дробления и рассланцевания пород, подвергшихся при процессах рудообразования окварцеванию, каолинизации и флюоритизации. В пределах провинции большая часть жил локализуется в разрывных структурах северо-западного и субмеридионального простираний. Нарушения таких направлений нередко входят в состав поперечных рудоконтролирующих структур, вытянутых на десятки километров вкост простирания складчатости (Томсон, Фаворская, 1968).

При современном характере эрозионного среза в Западном Забайкалье около 45% месторождений и проявлений флюорита размещается в нижних частях склонов междепрессионных поднятий, в пределах абсолютных отметок от 600 до 900 м, вдоль крупных разломов северо-восточного простирания. Приуроченные к этому гипсометрическому уровню плавиковошпатовые жилы имеют длину до 1 км при средней мощности до 2,5 м. Промышленная минерализация в таких жилах прослеживается до глубин от 50 до 150 м, что указывает на значительный эрозионный срез (Пузанов, 1967). Наоборот, жилы, располагающиеся на более высоких участках рельефа, подверглись более слабым процессам эрозии. Так, жилы Наранского месторождения, приуроченного к абсолютным отметкам от 900 до 1300 м, прослеживаются скважинами до глубин 250—350 м. В связи с этим для флюоритоносных зон Западного Забайкалья выделены площади, в различной степени перспективные для поисков промышленных месторождений плавикового шпата. В пределах площадей, расположенных на абсолютных отметках свыше 1500 м, предполагается развитие оруденения, не вскрытого эрозией.

На площадях, расположенных между высотами от 1000—1100 до 1500 и от 800—900 до 1000—1100 м предполагается развитие оруденения, денудированного в слабой и средней степени. Уровень гипсометрических отметок ниже 800 м должен рассматриваться как неперспективный для поисков промышленных месторождений флюорита.

Флюоритовое оруденение на большей части месторождений Восточного Забайкалья распространяется до глубин 200—300 м, прослеживаясь иногда и до 500 м (месторождение Уссугли), что в отличие от Западного Забайкалья указывает на значительно меньшую глубину денудации зоны развития плавиковошпатового оруденения, что полностью согласуется с его более молодым возрастом.

На закономерности размещения и локализации оруденения существенное влияние оказывают характер и состав геологических формаций. Распределение месторождений по типам геологических образований показывает определяющую роль интрузивно-вулканогенных пород кислого — среднего состава. В восточно- и западнозабайкальских флюоритоносных структурах к породам гранитоидной формации приурочено соответственно 75 и 51%, а к вулканогенной фации — 5 и 21% флюоритоносных объектов, к карбонатным, терригенным и метаморфическим образованиям тех же регионов примерно равное количество объектов — 5 и 7; по 6; 4 и 7%.

Неоднократное проявление тектоно-магматических процессов и связанных с ними эпох флюоритообразования устанавливается для территории Казахстана-Среднеазиатской флюоритоносной провинции (рис. 43). В верхнем девоне каледонские складчатые сооружения подверглись интенсивным процессам тектонической и магматической активизации. В этот период происходили тектонические

движения по зонам глубинных разломов, формирование новых направлений дизъюнктивных нарушений с вертикальными перемещениями тектонических блоков и образование многочисленных прогибов, заполнявшихся покровами наземных эффузивов андезит-базальтовой и особенно широко распространенной дацит-липаритовой формаций. Во франское и фаменское время в опускавшихся блоках Западно-Балхашского синклинория, Бет-Пак-Дале и Баянаульской зоне накапливались мелководные кремнисто-карбонатные отложения. Одновременно с излиянием эффузивов по зонам разломов внедрялись субвулканические и гипабиссальные интрузии. Первые из них представлены фельзит-порфирами, гранит-порфирами и основными породами, а вторые — массивами джелтауского комплекса гранитов калиевого типа.

Плавиковошпатовое оруденение, завершающее развитие позднекаледонских металлогенических процессов, представлено жильным и метасоматическим типами. Жильные месторождения размещаются в горстовых структурах внешней зоны каледонид, где представлены одиночными крутопадающими телами и жильными зонами, имеющими кварц-флюоритовый, барит-кварц-флюоритовый состав нередко с аксессуарной полиметаллической минерализацией. Этот тип встречается также в кольцевых и радиальных трещинах вулканических аппаратов центрального типа, где представлен небольшими по размерам метасоматическими залежами силикатно-кварц-флюоритового состава.

В результате интенсивных процессов денудации в палеозойскую и альпийскую эпохи плавиковошпатовые жилы в горстовых структурах были денудированы до корневых частей. Так, разведочными работами на Кулан-Кетнесском и Мын-Аральском

рудных полях было установлено, что жилы теряют свои промышленные параметры на глубинах от 50 до 140 м, замещаясь ниже зонами дробления с убогими содержаниями флюорита. Последнее определяет незначительную перспективность горстовых структур в области каледонской складчатости для поисков промышленных месторождений флюорита. Позднекаледонский возраст оруденения устанавливается однозначно по наличию обломков флюорита в базальных конгломератах и большей части разреза турнейских отложений (Пузанов, 1972₂).

Метасоматическое оруденение размещается во внутренней зоне каледонид в пределах Западно-Балхашского синклиория. Здесь в вулканогенных прогибах, в которых разрез верхнего девона завершается накоплением мелководных карбонатно-кремнистых отложений фамена и франна, локализованы стратиформные топаз-кальцит-флюоритовые залежи, образовавшиеся при метасоматозе карбонатных пород. Мощные внутриформационные залежи приурочены к тектоническому контакту фаменских и франских отложений и сопровождаются крутопадающими жилами, локализующимися в трещинах скола (месторождение Солнечное). Этот тип оруденения подвергся слабому процессам денудации в связи с тем, что метасоматические залежи вскоре после своего образования были перекрыты каменноугольными отложениями, выполняющими наложенные впадины. Поэтому такие структуры имеют большие перспективы для выявления крупных по запасам метасоматических месторождений флюорита. В позднегерцинскую эпоху проявился мощный вулканизм, в результате которого образовался Центрально-Казахстанский вулканогенный пояс, сложенный породами кислого и субщелочного состава. Вдоль акти-

визированных разломов происходило внедрение гранитоидов. Плавиковошпатовое оруденение завершает развитие позднегерцинских металлогенических процессов и представлено двумя типами — жильным и метасоматическим. Флюоритоносные жилы размещаются преимущественно в пределах горстов, где в нарушениях, оперяющих крупные разломы, в породах алюмосиликатного состава локализуются кварц-флюоритовые, сульфидно-кварц-флюоритовые и карбонатно-флюоритовые тела, среди которых в настоящее время неизвестно промышленных месторождений.

Флюоритоносные метасоматиты размещены исключительно в пределах наложенных терригенных впадин. Они представлены стратиформными межформационными и внутриформационными залежами карбонатно-кварц-флюоритового состава. Особенно перспективен первый тип залежей, приуроченных к контакту двух несогласно залегающих ярусов.

В Бисмайнакской впадине на месторождениях Таскайнар Южный и Восточный они представлены полыми куполовидными залежами со средней мощностью до 40 м, приуроченными к возвышенностям докаменноугольного рельефа. Последние сложены дислоцированными известняками, перекрытыми горизонтально залегающими породами нижнего карбона. Процессам метасоматического замещения подверглись тектонические брекчии карбонатных пород, образовавшиеся в дорудный этап при межформационных тектонических подвижках. По сравнению с позднекаледонским оруденением герцинские плавиковошпатовые тела денудированы незначительно, а метасоматические залежи во впадинах вообще не вскрыты эрозией. Они залегают на глубинах от 80 до 200 м от дневной поверхности под гидротермально измененными терригенными породами,

подвергшимися осветлению, окварцеванию, серицитизации и карбонатизации. Это определяет большие перспективы флюоритоносности Казахстана, поскольку такие наложенные впадины широко развиты на его территории.

Процессы альпийской тектонической активизации охватили огромные территории Казахстана. Они обусловили в основном контрастные перемещения тектонических блоков с накоплением в опускавшихся блоках мощных толщ мезо-кайнозойских отложений (Илийская, Текесская и другие впадины). Магматизм проявился локально на Джунгарском Алатау в виде деятельности триасовых вулканов и внедрения небольших массивов нижнеюрских субщелочных и щелочных пород хоргоского комплекса, а на Заилийском Алатау — курментинского комплекса даек кислого состава. На Каратау магматические образования альпийского возраста не установлены.

Плавиновошпатовое оруденение альпийской эпохи размещено в бортах мезо-кайнозойских впадин, где локализовано в разрывных нарушениях, оперяющих крупные разломы. Оно представлено в основном крутопадающими плитообразными жилами кварц-флюоритового (месторождение Кызыл-Бельдеу) и сульфидно-кварц-флюоритового (месторождение Буродубосын) состава. Во впадинах (Леонтьевский грабен на Каратау) распространены метасоматические залежи межформационного типа, приуроченные к контакту складчатых известняков нижнего карбона и горизонтально залегающих песчано-глинистых отложений юры. Рудные тела месторождений альпийской эпохи являются наименее эродированными в Казахстане. Если крутопадающие жилы были вскрыты процессами эрозии, то метасоматические кальцит-флюоритовые залежи относятся к не выходящим на дневную поверхность

(Леонтьевское месторождение).

В пределах П а й - Х о й - Н о в о - з е м е л ь с к о г о ф л ю о р и т о - н о с н о г о п о я с а процессы тектонической активизации имели совершенно другой характер. Его тектоническая структура определяется крупным антиклинорным сооружением, ядро которого сложено карбонатными и карбонатно-терригенными породами ордовика, силура, девона и карбона, а крылья — терригенными отложениями перми и триаса, выполняющими также с северо-востока Карский, а с юго-запада Каратаихинский прогибы. Палеозойские образования здесь пронизаны огромным числом пластовых и секущих даек основного состава. Процессы активизации, проявившиеся на границе перми и триаса, привели к оживлению движений по зонам разломов, общему воздыманию приосевой части антиклинория и формированию поперечных к направлению складчатости поднятий и опусканий. В результате таких деформаций в складчатых структурах, особенно в антиклинальных, большое развитие получили межпластовые смещения, сопровождаемые зонами расщепления и брекчирования. Какими-либо магматическими процессами активизация структур не сопровождалась. Однако постмагматическое рудообразование получило широкое развитие на Пай-Хое и Новой Земле. Оно проявилось в формировании медно-свинцово-цинкового и плавиновошпатового оруденения. Последнее представлено в основном согласными метасоматическими карбонатно-флюоритовыми залежами, приуроченными к антиклинальным складкам высоких порядков и имеющими седловидную, пласто- и трубообразную формы. Месторождения по запасам относятся к категории крупных, а руды отличаются высокими содержаниями флюорита.

Обращаясь к приметам зарубежных флюоритоносных районов, рас-

положенных в поясах завершенной складчатости, следует отметить много общих закономерностей в размещении и локализации плавиковошпатового оруденения с отечественными регионами. В области Скалистых гор процессы активизации, начавшиеся в позднем эоцене — раннем олигоцене, ознаменовались общим воздыманием, усилением роли разрывных нарушений и вертикальных перемещений блоков с амплитудой в несколько километров. В результате таких перемещений были сформированы межгорные впадины, выполненные мощными толщами молассов. Вдоль зон разломов происходила интенсивная вулканическая и интрузивная деятельность, сопровождавшаяся становлением пород преимущественно кислого и субщелочного состава. Плавиковошпатовые месторождения представлены в основном жилами выполнения, локализующимися в нарушениях, оперяющих крупные разломы. На глубину жилы прослеживаются до 500—700 м, что указывает на небольшой эрозионный срез оруденения. По минеральному составу оруденение кварц-кальцит-флюоритового (нередко с золотом), сульфидно-барит-флюоритового, редкометалло-флюоритового (с галенитом, золотом, серебром, ртутью и другими минералами) типов.

Флюоритоносные провинции срединных массивов

На территории СССР месторождения флюорита известны в Усури-Ханкайском и Буреинском срединных массивах. Значительно больше материалов по флюоритоносности таких структур имеется за рубежом. По мнению А. Д. Щеглова (1971), месторождения флюорита, барита, свинца и цинка весьма характерны для срединных массивов и обусловлены процессами тектоно-магматической активизации.

Месторождения и проявления флюорита размещаются в узких тектонических зонах, приуроченных к крайним частям массивов либо к бортам наложенных вулканогенных и угленосно-терригенных впадин. Так, в Центральном-Французском массиве флюоритовая минерализация (нередко с баритовой) размещена в зонах, проходящих по контакту древних складчатых структур с прилегающими мезозойскими континентальными комплексами. Во внутренних частях массива фторная минерализация совместно с сурьмяной приурочена к разрывным структурам, разделяющим различно поднятые блоки. Оруденение представлено кварц-флюоритовыми жилами протяженностью до 2000 м и мощностью от 2—5 до 10 м, локализующимися в крутопадающих трещинах скола. Нередко такие жилы сопровождаются небольшими количествами барита, пирита, галенита.

В северной части Чешского массива в зоне его сочленения со структурами Фогланда и Рудных гор (ГДР) плитообразные жилы протяженностью до 2 км и мощностью 3—5 м приурочены к сколовым структурам. Жилы уходят на глубину 500—600 м, что указывает на их слабую эрозию. Они характеризуются по падению четкой сменой зон различного состава. В верхней части распространена барит-флюоритовая ассоциация, сменяющаяся кварц-флюоритовой, а затем флюоритовой. Аналогичная картина отмечается в жилах Верхне-Рейнского массива, где баритовая минерализация сменяется на глубине существенно флюоритовой.

В Родопском массиве плавиковошпатовые жилы локализованы в крупных разломах, ограничивающих наложенные впадины.

В СССР месторождения флюорита выявлены на Усури-Ханкайском массиве, представляющем собой крупный блок докембрийских и нижнепалеозойских структур, расположен-

ный среди складчатых сооружений Сихотэ-Алинской геосинклинали и ограниченный со всех сторон глубинными разломами. Складчатое основание массива сложено кристаллическими породами протерозоя, толщиной слюдяных сланцев, эффузивов и известняков синия и кембрия, дислоцированных в крутые складки северо-западного простирания. С позднего кембрия массив играет роль срединной жесткой структуры. В позднем палеозое он подвергся процессам активизации, сопровождавшимся в перми излиянием кислых лав, заполнивших пологие мульды, и внедрением гранитоидов вознесеновского комплекса. Интрузии представлены биотитовыми и аляскитовыми гранитами и их гибридными разновидностями щелочного состава, возникшими при ассимиляции известняков.

Тектонические движения по разломам, ограничивающим массив, привели к образованию оперяющих нарушений северо-западного и северо-восточного простираний, залеченных дайками основного состава. С комплексом позднепалеозойских гранитоидов связано формирование редкометалльного оруденения, размещающегося как в эндоконтакте гранитов, так и во вмещающих их породах и несущего второстепенную флюоритовую минерализацию. Промышленные типы месторождений флюорита, сопровождаемого редкими металлами, приурочены к узким зонам северо-западного направления, совпадающим с антиклинальными структурами докембрийского основания массива (Материков, 1960). В этом районе разведано два месторождения плавикового шпата, приуроченных к ядрам антиклинальных складок, ориентированных параллельно друг другу и сложенных известняками, перекрытыми на крыльях сланцами.

Более крупное месторождение находится в осевой части антиклинали,

пронизанной многочисленными дайками основных пород, секущими и согласными к простиранию складки. Трубообразное рудное тело с апофизами, имеющее в плане сечение 360×200 м, вертикально уходит на глубину более 500 м. В верхней части оно сложено силикатно-карбонатно-флюоритовыми рудами, ниже переходящими в карбонатно-флюоритовые. В них в заметных количествах отмечаются минералы редких элементов, литиевые слюды, турмалин, кварц, селлаит, сульфиды, касситерит и др.

Второе по величине месторождение расположено в ядре соседней антиклинали, на пересечении нарушений северо-западного и северо-восточного направлений, к которому приурочен шток субщелочных гранитов, имеющий пологую кровлю. Рудное тело локализуется в контакте гранитов с известняками и имеет форму пологосклоняющейся трубы. Здесь процессы метасоматоза происходили не только по известнякам с образованием силикатно-карбонатно-флюоритовых и карбонатно-флюоритовых руд, но и по гранитам, по которым возникли топаз-флюоритовые руды.

На Буреинском срединном массиве флюоритовое оруденение формировалось после второй стадии активизации в течение позднего мела и палеогена. Связанные с этой стадией проявления флюорита, сурьмы и кинновары приурочены к зонам молодых разломов, ограничивающих Архаро-Буреинскую впадину, выполненную угленосно-терригенными отложениями. Оруденение представлено жилами и жильными зонами, сложенными халцедоновидным кварцем, флюоритом, антимонитом и кинноварью.

Флюоритоносные провинции платформенных плит

На Русской плите выделяются две территории развития флюоритового

оруденения — Воронежская флюоритоносная область, совпадающая с одноименной антеклизой, и Уфимско-Тиманский флюоритоносный пояс, вытянутый вдоль одноименных структур Русской платформы.

В пределах Воронежской области размещение полиметаллического, сурмяно-ртутного и флюоритового оруденения контролируется флексурами, малоамплитудными нарушениями и зонами повышенной трещиноватости, осложняющими мелкие валы и депрессии (Выгоничско-Марковская зона; Захаров, Крестин, 1969). Оруденение имеет метасоматическое происхождение и стратиформный характер размещения в известняках каменноугольного возраста (Багно, Машир, 1969; Е. Е. Захаров, 1971 г.).

В Уфимско-Тиманском флюоритоносном поясе размещение оруденения контролируется флексурными зонами, осложняющими Уфимский вал и Средне-Печорскую зону поднятий, по западному крылу которой проходит взброс с углами падения от 30 до 80°. В пределах Тимано-Печорского авлакогена весьма широко развита система северо-восточных дизъюнктивных структур, вдоль которых размещаются проявления флюорита и полиметаллов. Особенно широко распространена флюоритовая минерализация, ранее принимавшаяся за осадочную.

Исследования показали, что ратовит в карбонатных отложениях перми является гидротермальным минералом, кристаллизовавшимся в процессе фторного метасоматоза известняков в температурном интервале от 130 до 250° С. Оруденение формировалось в несколько стадий, причем в ранние происходила доломитизация известняков, а затем замещение их тонкокристаллическим флюоритом. После дробления образовавшихся руд обломки цементировались флюоритом второй генерации и кальцитом

(Пузанов, 1972₁). Оруденение имеет ярко выраженный стратиформный характер размещения и приурочено к известнякам туйской пачки иренской свиты кунгурского яруса.

Наиболее детально флюоритовое оруденение в платформенных структурах изучено в Иллинойс-Кентукском регионе Северной Америки. Здесь расположены многочисленные месторождения и проявления плавикового шпата, приуроченные к зоне сочленения крупных платформенных структур — антеклизы Озарк и синеклизы Иллинойс, осложненных более мелкими куполами, впадинами и разрывными нарушениями.

Процессам флюоритообразования предшествовало внедрение даек основного состава и трубообразных тел вулканических брекчий. В этой зоне размещаются как стратиформные метасоматические плавиковошпатовые залежи, так и крутопадающие жилы в разрывных нарушениях. Первый тип оруденения представлен месторождением Кейв-ин-Рок (США). Флюоритовые залежи месторождения имеют пластообразную форму и залегают в каменноугольных известняках, перекрытых глинистыми образованиями. Замещению подверглись интенсивно трещиноватые известняки двух горизонтов стратиграфического разреза.

Пластообразные плавиковошпатовые залежи размещаются в зоне длиной до 8 км. Протяженность их от 60 до 450 м, ширина от 15 до 60 м и мощность от 0,9 до 4,5 м. Оруденение прослеживается на глубину до 2 км. Кроме флюорита основными минералами являются галенит, сфалерит, кварц и барит. Руды характеризуются высоким содержанием флюорита.

Наиболее крупное жильное месторождение Розиклер приурочено к сбросовой трещине протяженностью 7 км. Жила прослежена на глубину 250 м при мощности 2,5 м. Она имеет

кальцит-флюоритовый состав; кроме того, встречаются кварц, барит, галенит и сфалерит.

Флюоритоносные провинции платформенных щитов

В пределах щитов процессы активизации наиболее отчетливо проявляются в узких протяженных зонах их сочленения со структурами платформенных плит. В пределах таких зон развиты либо серии глубинных разломов, вдоль которых происходили контрастные перемещения тектонических блоков, сопровождавшиеся внедрением интрузий основного щелочного состава, либо серии кулисообразных зон повышенной трещиноватости и дробления пород, без признаков магматической деятельности или со слабым ее проявлением. К флюоритоносным площадям первого типа относится Волноватская зона, расположенная в южной прибрежной части авлакогена Большой Донбасс.

Зона протягивается в западно-северо-западном направлении на 200 км. Южная половина ее сложена докембрийскими кристаллическими сланцами и гранитоидами, а северная представляет собой моноклираль, падающую на север, в строении которой принимают участие эффузивные и терригенно-туфогенные образования девона, а также существенно карбонатные отложения нижнего и среднего карбона.

В результате процессов позднегерцинской активизации докембрийские и палеозойские образования были расчленены системами разломов на горст-грабеновые структуры (Г. С. Лебедев, Г. Т. Собакарь, 1961 г.), интродуцированные комплексом пород основного щелочного состава (И. Д. Царовский, 1965 г.). В пределах зоны размещаются многочисленные низкотемпературные проявления полиме-

таллов, барита, плавикового шпата и кварца, тяготеющие к зонам глубинных разломов. Особенно широко развита флюоритовая минерализация, имеющая преимущественно метасоматическое происхождение. Она приурочена к туфам и грубозернистым песчанникам девона, а главным образом к известнякам различных стратиграфических зон нижнего карбона.

Метасоматические залежи имеют линзовидную, либо трубообразную форму и приурочены к пологим разрывным структурам, оперяющим крупные разломы. Господствуют карбонатно-флюоритовые и полевошпатокарбонатно-флюоритовые руды, содержащие 65—75% флюорита (Покрово-Киреевское месторождение). Рудные тела прослежены на глубину до 300—350 м.

В большинстве случаев оруденение не выходит на дневную поверхность, будучи погребенным под мощным (около 200 м) чехлом мезокайнозойских отложений, что чрезвычайно затрудняет выявление и оценку месторождений. Кроме рудных тел в коренном залегании на поверхности домезозойского рельефа распространены элювиально-делювиальные плавиковошпатовые залежи, образовавшиеся в результате разрушения коренного оруденения.

На западе Украинского кристаллического щита выделяется Подольская флюоритоносная зона, расположенная в западном борту Вольно-Подольского авлакогена и протягивающаяся на 250 м. Процессы активизации в рифейских полого залегающих отложениях выражены зонами повышенной трещиноватости, контролирующими размещение стратиформных метасоматических силикатно-флюоритовых залежей, перекрытых горизонтом сланцев, сыгравших роль экрана для фтороносных гидротерм.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ

Физико-химические условия образования

Определение температур образования месторождений флюоритовой формации, проведенное методами гомогенизации газово-жидких включений, показывает, что они сформировались из гидротермальных растворов в температурном диапазоне от 300 до 60° С. Однако промышленные количества флюорита выделялись только из низкотемпературных растворов в интервале от 180 до 80° С (Пузанов, 1972₃). При этом выявляются следующие важные особенности температурного режима минералообразования. Перепад температур отложения основных количеств флюорита различен для жил выполнения и метасоматических залежей: для первых он составляет 10—40° С, а для вторых — 40—70° С, достигая иногда 90° С.

Наиболее низкотемпературное оруденение, распространенное на территории Казахстана, формировалось в интервале от 150 до 80° С, исключение составляет месторождение Солнечное (от 200 до 120° С). Для жильных тел перепад температур изменяется от 15 до 45° С, а для метасоматических — от 70 до 90° С. Наиболее высокотемпературными являются метасоматические месторождения Украины, образовавшиеся при температуре от 200 до 145° С. Сопоставимые температуры имеют месторождения Горного Алтая. Основные количества флюорита в них отлагались при 200—120° С при перепаде температур для жильных тел 30—40° С, а метасоматических — 50—70° С. Промежуточное положение занимают месторождения Забайкалья, Таджикистана и Узбекистана, отложение флюорита в которых происходило при 180—110° при перепаде температур для жил 20—40° С, а для метасоматических залежей 50—70° С.

Глубина формирования и эрозионный срез оруденения

Вопрос о глубине формирования и степени эрозионного среза оруденения важен для прогнозирования и оценки месторождений. Определение глубины формирования крутопадающих жил месторождений Западного Забайкалья и Казахстана, располагающихся в пределах горстовых структур, показало, что в первом регионе оруденение формировалось в интервале глубин от 300—400 до 1200—1400 м, а во втором — от 300—400 до 1400—1600 м (Пузанов, 1967, 1972₄). Для метасоматических стратиформных типов оруденения, размещающегося в верхнем осадочном чехле наложенных впадин и в платформенном чехле, нижняя граница не превышает 800—1000 м. Однако при наличии здесь ряда горизонтов пород, благоприятных для замещения и чередующихся с экраняющими образованиями, на глубинах до 2 км могут формироваться метасоматические залежи, расположенные ярусами, как это имеет место в Иллинойс-Кентуккском регионе США.

Глубина эрозионного среза зоны развития плавиководного оруденения для разновременных эпох флюоритообразования имеет различную амплитуду, что определяется степенью денудации геолого-геоморфологических структур, в пределах которых размещаются месторождения и проявления флюорита. В Казахстане позднекаледонские жилы, приуроченные к поднятым тектоническим блокам, были денудированы до корневых частей (Кулан-Кетпеская группа месторождений в Юго-Западном Прибалхашье). Одновозрастные метасоматические залежи в наложенных впадинах, наоборот, были слабо денудированы, так как они вскоре после образования были перекрыты нижекаменноугольными

отложениями (месторождение Солнечное в Караобинской впадине).

Позднегерцинское стратиформное метасоматическое оруденение в герцинской наложенной Бисмайнакской впадине вообще не подвергалось процессам денудации. Рудные залежи расположены на глубинах от 80 до 200 м от дневной поверхности. Одно-возрастное жильное оруденение, размещающееся в складчато-глыбовом обрамлении таких впадин, денудировано не менее чем наполовину своей протяженности на глубину. Мезозойское метасоматическое оруденение в Леонтьевском грабене в Каратау также относится к не вскрытому процессами эрозии.

В Западном Забайкалье наиболее глубокой денудации подверглись крутопадающие кварц-флюоритовые жилы, расположенные в нижних частях склонов водоразделов, представляющих собой горст-антиклинорные структуры. Жилы, приуроченные к абсолютным отметкам 600—800 м, относятся к наиболее денудированным. По данным разведочного бурения они теряют свои промышленные параметры на глубинах от 50 до 150 м. По мере перехода к более высоким отметкам увеличивается и глубина развития оруденения. Так, рудные тела Наранского месторождения, расположенного на отметках 900—1200 м, имеют вертикальный размах около 300 м. В Восточном Забайкалье промышленное оруденение прослежено до глубин от 300 до 500 м. Меньшая степень эрозии оруденения в этом регионе объясняется более молодым временем его образования (граница верхней юры — нижнего мела) по сравнению с Западным Забайкальем (граница средней — верхней юры).

В Средней Азии распространено два типа плавиковошпатовых месторождений, вскрытых эрозией в различной степени. Один из них по степени денудации приближается

к восточно-забайкальскому. К ним относятся месторождения Агата-Чибаргата, Чашлы, Такоб, Наугарзан, рудные тела которых теряют свои промышленные параметры на глубинах от 200 до 500 м. Рудные тела других месторождений (Наугискенское, Канимансурское) относятся к не вскрытым эрозией. Их верхние части находятся на глубине от 300 до 500 м от дневной поверхности, а нижние — от 900 до 1500 м.

Следовательно, весьма важные при прогнозировании и оценке факторы глубинности и эрозионного среза должны решаться с учетом конкретной геологической обстановки размещения и локализации оруденения, сформированного в различные металлогенические эпохи.

Стадийность минералообразования и зональность оруденения

Флюоритоносные жилы и метасоматические залежи, относящиеся к перспективным объектам, формируются в три этапа развития гипогенных процессов — дорудный, рудный и послерудный, разделяющихся на стадии минералообразования. Совмещение их в единой рудолокализирующей структуре приводит к образованию месторождений, имеющих различное промышленное значение. Однако широко распространены случаи, когда в разрывных структурах происходят процессы минералообразования какого-либо одного из этапов или одной из стадий формирования оруденения, синхронные возникновению этой структуры. В этом случае образуется минерализация, не представляющая практического значения. Промышленно интересные флюоритоносные минеральные парагенезисы формируются исключительно в рудный этап процессов минералообразования.

В дорудный этап происходит заложение и развитие рудолокализирующих

разрывных структур, сопровождаемых зонами повышенной трещиноватости и дробления пород, и циркуляция гидротерм. Такие растворы, как правило, не содержат в больших количествах фтористых соединений, но всегда обогащены кремнекислотой, щелочами, алюминием, иногда кальцием. Под их воздействием происходит окварцевание, реже калишпатизация и альбитизация пород алюмосиликатного состава, образование прожилков и малоощных жил, сложенных тонко- и мелкокристаллическим кварцем с вкрапленностью флюорита. Для пород карбонатного состава типичны перекристаллизация, слабое окварцевание, флюоритизация, иногда доломитизация.

В рудный этап проявляются ритмичные процессы минералообразования, синхронные с тектоническими подвижками и дальнейшим развитием рудолокализирующих структур, выделяемые как стадии гидротермального процесса. На метасоматических месторождениях их выделяется от одной до двух, а на жильных — до четырех, в редких случаях по пяти-шести. Стадии характеризуются отложением ограниченного количества главных минералов, к которым относятся флюорит, кварц, кальцит, барит, топаз, слюды и сульфиды. При весьма ограниченном количестве они характеризуются для каждой стадии определенными структурно-текстурными признаками и цветом. Для ранних стадий характерны роговиковый и халцедоновидный кварц, тонкая и мелкокристаллическая вкрапленность обычно темноокрашенного флюорита. Для средних и поздних стадий свойственны кристаллические с различной размерностью зерен агрегаты кварца, фарфоровидный, шестоватый, друзовидный кварц. Флюорит обычно крупнокристаллический, блоковый, друзовидный, иногда коллоидальный, окрашенный в более светлые и разнообразные цвета. В руд-

ный этап происходят наиболее интенсивные изменения вмещающих пород, проявляющиеся в зонах, ширина которых у крутопадающих жил 50—80 м и более. Это линейный тип изменения вмещающих пород. Для стратиформных метасоматических тел, скрытых на глубине, характерно площадное изменение вмещающих пород. Так, на месторождении Таскайнар Южный такие площади имеют длину 2—3 км при ширине до 1,5 км.

В зависимости от состава фторосодержащих растворов и типа вмещающих пород возникают различные по характеру околорудные метасоматиты. Под воздействием слабощелочных растворов породы алюмосиликатного состава подвергаются серицитизации, аргиллизации, альбитизации; более кислые растворы вызывают окварцевание. Для карбонатных пород характерны перекристаллизация, окварцевание, флюоритизация, доломитизация, пиритизация. Различная интенсивность процесса минералообразования, степень структурной подготовленности вмещающих пород при циркуляции растворов и петрографическое их разнообразие создают сложную картину взаимоотношений околорудных метасоматитов (Грушкин, 1968).

В послерудный этап из наиболее низкотемпературных растворов отлагаются кварц, кальцит, барит, сульфиды железа, меди, свинца, цинка, адуляр и в небольших количествах флюорит.

При оценке проявлений флюорита и предварительной разведке наиболее перспективных из них должны учитываться полнота развития этапов и стадий минералообразования, тип и степень гидротермальной переработки вмещающих пород, вещественный состав и структурно-текстурные особенности плавиковошпатовых руд. Те объекты, на которых нечетко выделяются стадии процессов минералообразования при отсутствии или

слабом развитии продуктивных из них не должны рассматриваться как первоочередные для проведения оценочных работ. Однако иногда такие проявления могут представлять собой самые верхние части рудных тел, вскрытых эрозией на небольшую глубину. В этом случае определяющее значение для оценки приобретают характер и интенсивность гидротермальных изменений пород.

Значительное линейное и площадное развитие метасоматически измененных пород служит основанием для постановки оценочных работ на глубину. Хорошим примером применения такого анализа может быть рудное поле месторождения Таскайнар Южный, в пределах которого была известна одна маломощная жила, пересекающая измененные терригенные образования. Интенсивность гидротермальных изменений, проявившихся на площади длиной около 1—1,5 км, позволило предположить, что на глубине расположено более значительное по размерам плавиково-шпатовое тело, чем выходящая на поверхность жила. Буровые работы подтвердили этот прогноз и показали наличие мощной межформационной метасоматической залежи, содержащей около 8 млн. т руды.

Важное значение при оценке перспектив рудных полей и месторождений имеет выяснение типа минеральной зональности. Ее образование, проявляющееся в закономерной смене минеральных парагенезисов в пределах рудных полей, а также по простиранию и падению рудных тел, тесно связано с последовательностью развития рудолокализирующих структур. Выяснение особенностей стадийного развития процесса минералообразования с выделением промышленных флюоритоносных парагенезисов не будет полноценным без выявления характера пространственного их распределения в разрывных структурах. Минеральная зональность, развитая

на флюоритовых месторождениях, по типу относится к стадийной с проявлением внутри стадий зональности отложения. Установлено, что распределение минеральных парагенезисов различных стадий минералообразования имеет сложный характер.

В пределах рудных полей, включающих ряд месторождений, нередко в определенном направлении устанавливается смена ранних минеральных парагенезисов поздними. Последнее согласуется с последовательностью развития в том же направлении разрывных нарушений, вмещающих минеральные ассоциации соответствующих стадий минералообразования. Промышленно-флюоритоносные стадии не только совмещаются с более ранними в разрывных нарушениях дорудного этапа, но и получают доминирующее развитие в структурах рудного этапа, концентрирующихся в определенной части флюоритоносной площади. При развитии процессов минералообразования послерудного этапа соответствующие им минеральные ассоциации могут совмещаться с ранее отложившимися в структурах дорудного и рудного этапов, а также слагать самостоятельные рудные тела. Подобная стадийная горизонтальная минеральная зональность развита в пределах Агата-Чибаргатинского (Узбекистан) и Хурайского (Бурятия) рудных полей.

В юго-западной части Агата-Чибаргатинского рудного поля развиты кварц-флюоритовые жилы, в которых промышленно-флюоритоносные ассоциации рудного этапа наиболее полно развиты. В средней части поля распространены непромышленные кварц-флюоритовые жилы, при формировании которых в рудолокализирующих структурах совместились не все стадии минералообразования рудного этапа. В северо-восточной части поля господствующее значение имеют послерудные кварц-баритовые и кварц-кальцитовые жилы.

В крупных по размерам рудолокализирующих структурах, раскрывавшихся в горизонтальном направлении синхронно с развитием стадий минералообразования, также нередко отмечается закономерная смена ранних минеральных ассоциаций поздними (месторождение Наугарзан).

В вертикальном направлении кроме прямой стадийной минеральной зональности установлены более сложные взаимоотношения между комплексами различного времени образования (Пузанов, 1972₃). Широко развита обратная вертикальная зональность, обусловленная тем, что в процессе рудообразования происходило последовательное ослабление тектонических подвижек в плоскости рудолокализирующих структур от ранних стадий к поздним. Более поздние порции рудоносных растворов последовательно отлагали свой полезный груз на все более низких гипсометрических уровнях. В других случаях образование обратной зональности происходило вследствие нисходящего движения гидротерм по разрывным структурам, опережающим раствороподводящие разломы. Некоторые рудные тела имеют комбинированный тип минеральной зональности, при котором в верхней части развита прямая или обратная зональность, а в нижней — обратная или прямая.

Минеральные парагенезисы, соответствующие отдельным стадиям, нередко не имеют четких различий в вещественном составе по простиранию и падению рудных тел. Отмечаются лишь текстурно-структурные

особенности характера руд, количественного соотношения и цвета минералов, отражающих особенности их отложения в разных частях рудолокализирующих структур. Совершенно четко эти различия устанавливаются по температурам отложения флюорита, принадлежащего как к разновременным стадиям (температурная стадийная зональность), так и к одной стадии (температурная зональность отложения). Так же как и для минеральной, выделяются три типа температурной зональности — прямая, обратная и комбинированная (Пузанов, 1972₃). При этом температурные градиенты отложения флюорита изменяются в широких пределах: при прямой зональности градиент может достигать $+52^{\circ}\text{C}$, а при обратной -78°C , что определяется скоростью движения растворов по нарушениям и степенью предварительного прогрева вмещающих пород.

Выяснение типа минеральной и температурной зональностей плавиково-вошпатового оруденения имеет существенное значение при оценке перспектив промышленной флюоритоносности рудных полей и отдельных рудных тел. Полное представление о последовательности развития рудолокализирующих структур, времени и месте локализации в них промышленно-флюоритоносных ассоциаций имеет прямое отношение к выбору методики разведочных работ. Вместе с тем решение этих вопросов весьма затруднительно без достаточных объемов горных и буровых работ.

ФОРМАЦИЯ ФЛЮОРИТОНОСНЫХ КАРБОНАТИТОВ, МИНЕРАЛЬНЫЕ ТИПЫ, УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ

Оруденение формации флюоритоносных карбонатитов на территории СССР представлено единственным Больше-Тагнинским месторождением, в Индии известно месторождение

Амба-Донгар, а в Африке — Окарузо. Поэтому для освещения закономерностей размещения, условий локализации и образования флюоритового оруденения в массивах карбо-

натитов имеется весьма ограниченное количество фактических материалов. К настоящему времени как в СССР, так и за рубежом уже выявлено, очевидно, основное число четко проявляющихся карбонатитовых массивов. Флюоритовая минерализация в них связана, по-видимому, не с деятельностью постмагматических растворов, отделившихся от мантийных очагов, давших интрузии ультраосновных-щелочных пород, а обусловлена циркуляцией растворов, имеющих глубинное коровое происхождение.

Формация представлена двумя промышленными минеральными типами — гематит-карбонатно-флюоритовым (Больше-Тагнинское месторождение) и барит-ангидрит-флюоритовым (месторождение Окарузо, см. табл. 29). В минеральном составе первого из них кроме перечисленных минералов присутствуют апатит, пироксен, сульфиды свинца, цинка, железа. Во флюорите обнаружены редкие металлы, редкие земли и около 0,5% стронция. Среднее содержание флюорита в рудах составляет 27% (А. А. Фролов, 1967 г.). В рудах месторождения Амба-Донгар обнаружены нефелин, фторкарбонат, редкоземельные фториды, тантало-ниобаты, сульфат радия, доломит, сульфиды свинца и железа, магнетит, гематит. Среднее содержание флюорита 45% (Моралев, Ельянов, 1973). Руды являются комплексными и обогащаются методами флотации с получением флюоритового и других концентратов. Флюоритовая минерализация в карбонатитах образовалась в результате метасоматических преобразований кальцитовых и кальцит-доломитовых карбонатитов под воздействием низко-среднетемпературных фтороносных гидротерм.

По данным А. А. Фролова (1974), оруденение имеет небольшую глубину формирования. Оно приурочено к верхним, нередко жерловым ча-

стям вулканических аппаратов, вмещающих карбонатиты; вертикальный размах оруденения не превышает 1 км. Для развития процессов метасоматоза важным является наличие в кровле массивов горизонтов пород, экранирующих фтороносные гидротермы. Рудообразование в карбонатитах развивалось в следующей последовательности: I стадия — крупнозернистые кальцитовые карбонатиты, II стадия — неравномернозернистые кальцитовые карбонатиты, III стадия — мелкозернистые кальцитовые, реже кальцит-доломитовые карбонатиты; IV стадия — флюоритовая, V стадия — гематитовая.

Оруденение формировалось в различных металлогенические эпохи: Больше-Тагнинское месторождение относится к герцинской, Окарузо — к раннеальпийской, а Амба-Донгар — к позднеальпийской эпохам.

Месторождения флюорита в карбонатитах размещаются исключительно в пределах платформенных структур, а также в зонах сочленения платформ со складчатыми системами обрамления. С герцинской эпохой активизации связано оживление глубинных разломов, расположенных на юго-западной окраине Сибирской платформы. В обстановке растяжения здесь формировались грабеновые структуры с внедрением в ограничивающие их разломы массивов ультраосновных-щелочных пород, по которым в результате процессов метасоматоза формировались различные типы карбонатитов. В Больше-Тагнинском массиве карбонатитов метасоматические процессы обусловили образование комплексного оруденения — флюоритового, апатитового, гематитового и сульфидного. Плавиковошпатовые тела представлены рядом столбообразных залежей, содержащих около 3 млн. т руды. На Индийской платформе месторождение Амба-Донгар локализуется в зоне глубинного разлома. Здесь

флюоритоносные метасоматиты также образуют ряд столбообразных тел с запасами 12 млн. т руды. Кроме

того, на месторождении распространены гидротермальные кварц-флюоритовые жилы.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРОГНОЗА И ОЦЕНКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ФЛЮОРИТА

В основе прогноза и оценки флюоритового оруденения лежат представления о благоприятных предпосылках и признаках, указывающих на вероятность развития флюоритовой минерализации и возможность выявления промышленных типов месторождений в пределах определенных территорий. К числу наиболее важных критериев относятся: 1) структурно-тектонический, определяющий условия размещения оруденения в различных типах флюоритоносных провинций, поясов, зон и рудных полей, а также локализацию рудных тел и их структурно-морфологический тип; 2) литологический и стратиграфический, влияющие на условия размещения и локализацию месторождений; 3) магматический, указывающий на потенциальные возможности развития оруденения, а также на вероятную связь оруденения с определенными магматическими комплексами; 4) минералого-геохимический, нередко указывающий на развитие флюоритовой минерализации; 5) денудационный, определяющий вероятность сохранения от эрозии рудных тел, находящихся в различных геолого-геоморфологических структурах флюоритоносных поясов и зон.

Структурно-тектонический критерий прогноза и оценки оруденения. При металлогенических исследованиях и составлении карт прогноза на плавиковый шпат особое значение приобретает выяснение региональных закономерностей размещения оруденения и, в частности, его соотношения со складчатыми и разрывными структурами. Геолого-структурная обстановка, непосредственно пред-

шествовавшая широкому развитию флюоритовой минерализации, во всех случаях характеризуется развитием тектонических движений различной интенсивности, сопровождающихся подновлением ранее заложенных разрывных нарушений, возникновением оперяющих их структур и созданием складчато-блокового строения флюоритоносных площадей. Являясь основными каналами движения фтороносных растворов, дизъюнктивные структуры играют главную роль в пространственном контроле плавиково-вошпатовой минерализации, определяя различные структурные типы флюоритоносных провинций (см. табл. 30).

Плавиково-вошпатовая минерализация внутри флюоритоносных зон размещается весьма неравномерно, концентрируясь в различных по размерам и строению рудных полях (табл. 31). Особенности последних определяются характером и интенсивностью тектонической переработки складчатых и дизъюнктивных структур, наличием пород, физико-механические и химические особенности которых способствовали образованию разрывных нарушений и развитию процессов их замещения фтористым кальцием и экранированию, т. е. концентрации оруденения (рис. 44).

Выяснение на возможно более ранней стадии поисково-разведочных работ структурной позиции и принадлежности проявлений флюорита к определенному структурно-морфологическому типу имеет важное значение для оценки их промышленных перспектив и выбора методики разведки. Выделено пять структурно-морфологических типов месторождений флюо-

А Б Л И Ц А 31. ТИПЫ ФЛЮОРИТОНОСНЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

Типы флюоритоносных рудных полей	Промышленное значение, запасы (месторождения)	Типы флюоритоносных регионов	Развитые морфологические типы оруденения
1. Рудные поля, приуроченные к крутопадающим разломам, поперечным к простиранию согласных со складчатостью флюоритоносных зон.	Промышленные; запасы от 1,5 до 4 млн. т руды (Калангуйское)	Пояса завершенной складчатости (Забайкалье)	Господствуют крутопадающие жилы
2. Рудные поля, приуроченные к секущим и согласным разрывным нарушениям, осложняющим складчатые структуры, блокированные дайками и включающими экранирующие горизонты.	Промышленные; запасы от 7 до 30 млн. т руды (Гарсовуйское, Вознесенское)	Пояса завершенной складчатости (Забайкалье). Срединные массивы	Крутопадающие жилы в складчатых зонах, метасоматические залежи на срединных массивах
3. Рудные поля, приуроченные к разрывным структурам, проходящим по контакту пород, различающихся по физико-механическим свойствам.	Промышленные; запасы до 1,5 млн. т руды (Жетковское)	Пояса завершенной складчатости	Господствуют крутопадающие жилы
4. Рудные поля, приуроченные к поднятым блокам, нарушенным разрывными структурами, оперяющими долгоживущие разломы.	Различное; от непромышленных до 5 млн. т (Усуглинское)	То же (Забайкалье)	То же
5. Рудные поля в экстрезивных и субвулканических телах, приуроченных к разрывным структурам, сопровождающим долгоживущие разломы.	Различное; от непромышленных до 5 млн. т руды (Агата-Чибаргата)	То же (Казахстан)	То же
6. Рудные поля в разрывных структурах вулканических аппаратов центрального типа.	Непромышленные (Мын-Аральское)	То же (Казахстан)	Жилы и метасоматические залежи
7. Рудные поля во флексурих перегибах отложений платформенного чехла, сопровождаемых зонами трещиноватости в благоприятных для метасоматоза породах, включающих экранирующие горизонты.	В СССР непромышленные, в США с запасами до 3—5 млн. т руды	Плиты платформ, (Русская, Северо-Американская)	Стратиформные метасоматические залежи
8. Рудные поля, приуроченные к крутопадающим разрывным структурам в чехле и кристаллическом фундаменте плит платформ и срединных массивов.	В СССР непромышленные; в США до 3—5 млн. т руды	Плиты платформ, срединные массивы	Жилы, сопровождаемые метасоматическим оруденением
9. Рудные поля в зонах межпластовых смещений и пологих разрывных структур в породах чехла, блокированных дайками и крутопадающими разломами.	Различное; от непромышленных до 3 млн. т руды	Краевые части плит платформ (Украинский, Алданский)	Метасоматические залежи

Типы флюоритоносных рудных полей	Промышленное значение, запасы (месторождения)	Типы флюоритоносных регионов	Развитые морфологические типы оруденения
10. Рудные поля в структурах межформационного и внутрiformационного дробления и отслоения	Промышленные; с запасами до 20 млн. т руды (Таскайнарское, Амдерминское и др.)	Впадины, наложенные на складчатые структуры	Метасоматические стратиформные залежи и трубообразные тела

ритовой формации, принадлежащих к жилам, приуроченным к разрывным структурам и метасоматическим залежкам (табл. 32; рис. 45). Из промышленных месторождений и перспективных объектов 71% представляют собой плито- и линзообразные тела, сопровождаемые апофизами и параллельными жилами, приуроченные к алюмосиликатным породам. Промышленные месторождения, относящиеся к этому типу, содержат около 30% запасов балансовых руд.

Второе место по распространенности принадлежит пласто-, линзообразным и седловидным флюоритоносным метасоматическим залежкам по карбонатным породам. К ним относятся около 15% известных промышленных месторождений и перспективных проявлений, на долю которых приходится около 25% балансовых запасов руд. Жильные зоны, составляющие около 8% флюоритоносных объектов, не имеют промышленных месторождений и относятся к неперспективным типам оруденения. Отдельные месторождения (3% от известных), относящиеся к типу трубообразных метасоматических тел с апофизами в зонах дробления, характеризуются тем не менее наиболее крупными балансовыми запасами руд, составляющими примерно 45% от общесоюзных. Плащеобразные и линейно-вытянутые россыпи флюоритовых руд практически встречаются над всеми типами плавиковошпатовых залежей, но промышленное значение их невелико.

Литолого-стратиграфический критерий прогноза и оценки оруденения. В работах, посвященных условиям формирования и размещения флюоритовой минерализации в основных провинциях СССР, значению литолого-стратиграфических критериев не уделялось должного внимания. Однако анализ накопившихся материалов показывает различную, но всегда важную роль учета фактора вмещающей среды при прогнозировании плавиковошпатового оруденения в типах флюоритоносных провинций (Пузанов, 1972₄). Выделяются три типа регионов, в которых роль вмещающей среды четко индивидуализирована (табл. 33): 1) регионы, в которых от 70 до 85% месторождений и проявлений флюорита приурочено к породам алюмосиликатного состава (Забайкалье, Средняя Азия, Горный Алтай); 2) регионы, в которых от 70 до 95% месторождений и проявлений приурочено к карбонатным породам (Украина, Алдан); 3) регионы смешанного типа, в которых к алюмосиликатным породам приурочено от 40 до 45%, а к карбонатным — от 34 до 50% месторождений и проявлений (Казахстан, Урал, юг Красноярского края).

В регионах первого типа, представляющих собой области завершенной складчатости с широко развитым комплексом вулканогенно-интрузивных пород, оруденение формировалось до накопления угленосно-терригенных отложений, входящих в состав верхнего структурного яруса

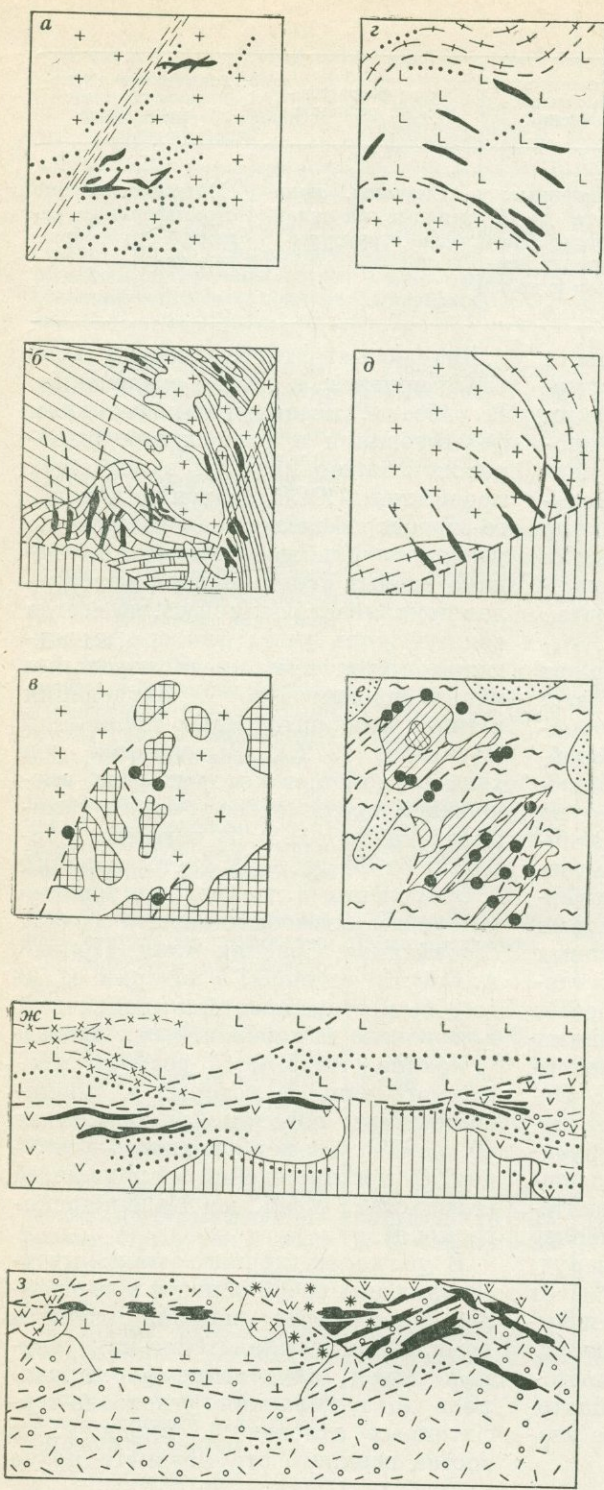


Рис. 44. Типы флюоритовых рудных полей.

Флюоритовые рудные поля: а — Солнечное, б — Гарсонуйское, в — Жетковское, г — Хурайское, д — Усуллиское, е — Кейв-ин-Рок (США), ж — Агата-Чибаргата, з — Мын-Аральское.

1 — гранитоиды; 2—5 — эвстративные породы; 2 — кварцевые порфиры, 3 — диорит-порфиры, 4 — андезит-порфиры, 5 — фельзиты; 6 — дайки; 7 — эффузивно-туфогенно-осадочные образования; 8 — кварцевые порфиры; 9 — дацитовые порфиры; 10 — фельзиты, фельзит-порфиры; 11 — сланцы; 12 — известняки; 13 — перемежающиеся кварциты, сланцы, известняки; 14 — перемежающиеся известняки и сланцы; 15 — терригенные отложения впадин; 16 — ксенолиты кристаллических сланцев; 17 — кристаллические сланцы; 18 — девон; 19 — нижнемиссисиппские слои; 20 — верхнемиссисиппские слои; 21 — пенсильванские слои; 22 — зоны смятия; 23 — разломы; 24 — плавиковошпатовые тела; 25—27 — жилы: 25 — кварц-баритовые, 26 — кварц-кальцитовые, 27 — рудные; 28 — гидротермальные изменения вмещающих пород (окварцевание, серицитизация, эпидотизация, каолинизация); 29 — вторичные кварциты; 30 — плавиковошпатовые месторождения

- | | | | |
|--|----|--|----|
| | 1 | | 2 |
| | 3 | | 4 |
| | 5 | | 6 |
| | 7 | | 8 |
| | 9 | | 10 |
| | 11 | | 12 |
| | 13 | | 14 |
| | 15 | | 16 |
| | 17 | | 18 |
| | 19 | | 20 |
| | 21 | | 22 |
| | 23 | | 24 |
| | 25 | | 26 |
| | 27 | | 28 |
| | 29 | | 30 |

ТАБЛИЦА 32. ПРИУРОЧЕННОСТЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЛАВИКОВОГО ШПАТА К РАЗЛИЧНЫМ СТРУКТУРАМ И ВМЕЩАЮЩИМ ПОРОДАМ

Структурно-морфологический тип месторождения	Вмещающие породы				
	Граниты	Контакт гранитов с вмещающими породами	Карбонатные породы	Эффузивно-туфогенные породы	Терригенные породы

Тела выполнения разрывных структур

	25	13	8	6	4	3
Плито- и линзообразные тела с пережимами и раздувами, сопровождаемые апофизами	Приурочены к крутопадающим разрывным структурам, имеющим изгибы по простиранию и падению					
Жильные зоны, включающие многочисленные небольших размеров линзы и жилы в зонах брекчирования и трещиноватости пород	Нет	1	1	3	Нет	Нет
Пласто-линзообразные и седловидные залежи	Нет	Нет	1	Нет	Нет	Нет
Трубообразные тела с апофизами	Незначительно распространены мелкие тела на сочленениях, пересечениях и в изгибах крутопадающих разрывных структур					

Метасоматические залежи

Жильные зоны, включающие мелкие линзы и жилы выполнения в зонах брекчирования и трещиноватости пород, подвергшихся интенсивному замещению флюоритом	Нет	Нет	Нет	2 *	Нет	Нет
Пластообразные, линзообразные и седловидные залежи	1 В зонах брекчирования купольных частей массивов	Нет	11 В зонах межпластовых смещений в складчатых структурах, блокированных дайками; в зонах дробления между несогласно залегающими ярусами	Нет	Нет	Нет

* Вмещающими породами служат эффузивы субщелочного, кислого и среднего состава.

Структурно-морфологический тип месторождения	Вмещающие породы					
	Граниты	Контакт гранитов с вмещающими породами	Карбонатные породы	Эффузивно-туфогенные породы	Терригенные породы	Метаморфические породы
Трубообразные тела с апофизами в зонах брекчирования	Нет	Нет	2 В антиклинальных и моноклинальных структурах, блокированных пересекающимися нарушениями и дайками	Нет	Нет	Нет
Элювиально-делювиальные россыпи						
Плащеобразные линейные россыпи	Формируются над телами всех выделенных структурно-морфологических рудных тел					

ТАБЛИЦА 33. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛАВИКОВОШПАТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ПРОЯВЛЕНИЙ ПО ТИПАМ ПОРОД В МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ПРОВИНЦИЯХ СССР (В % ОТ ОБЩЕГО ЧИСЛА ТОЧЕК)

Провинция	Породы						Примечания
	гранитиды	эффузивы	карбонатные	терригенные	метаморфические	прочие	
Восточное Забайкалье	66	9	7	6	4	8	Данные А. А. Таратута (1954 г.) Данные М. Г. Гланц (1966 г.)
	75	5	20		—	—	
Западное Забайкалье Средняя Азия	51	21	5	6	7	10	Данные автора Данные Е. М. Головина (1966 г.) Данные автора
	55,3	20,6	21,5		—	2,6	
Горный Алтай	42,4	42,6	7,9		—	7,1	
Красноярский край (юг)	21	16	50	—	3	10	То же
Урал	36	5,4	33,7	2,2	9,5	13,2	» »
Южный Казахстан (Северный Тянь-Шань)	19	26,5	46,2	7,7	0,6	—	» »
Украина (запад)	—	—	95 (песчаники на карбонатном цементе)	—	5	—	Данные автора
Украина (восток)	—	12	70,3	17,7	—	—	То же
Алдан	6	—	90	—	4	—	

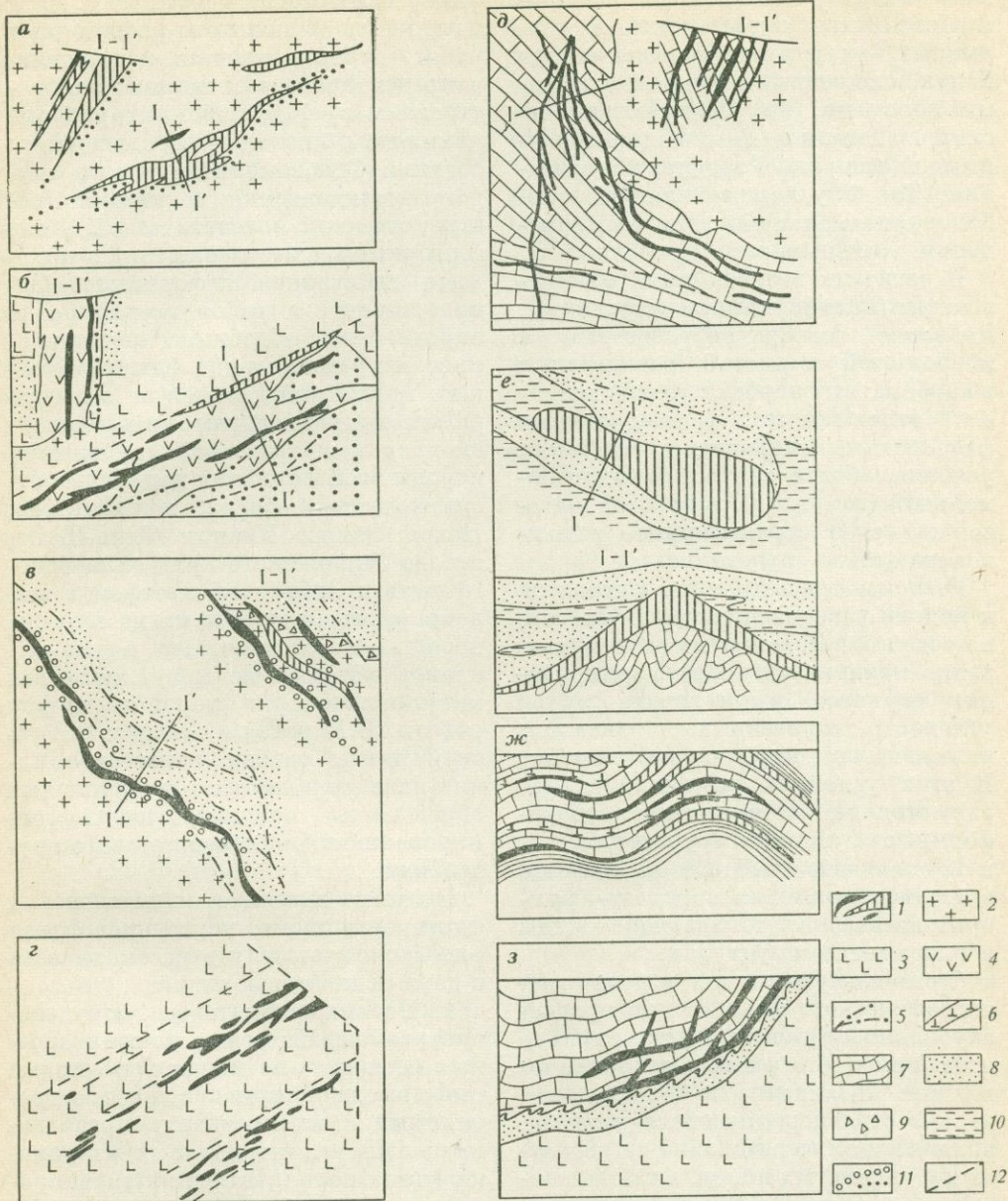


Рис. 45. Основные структурно-морфологические типы плагиковошпатовых тел.

а — плитообразное с мощным раздувом тело месторождения Солнечное, б — плитообразные тела месторождения Агата-Чибаргата, в — плитообразные тела вдоль контакта массива гранитов на месторождении Ново-Бугутурское, г — жильные зоны месторождения Кулан-Кетес Северное, д — плитообразные тела в экзоконтакте массива гранитоидов на Олимпийском участке Гарсо-

нуйского месторождения, е — межформационная залежь месторождения Таскайнар Южный, ж — седловидные залежи месторождения Видное, з — пластообразные залежи месторождения Солнечное.

1 — плагиковошпатовые тела; 2 — гранитоиды; 3 — эффузивы; 4 — кислые эффузивы; 5 — секущие дайки; 6 — пластовые дайки; 7 — известняки; 8 — песчаники; 9 — конгломераты; 10 — сланцы; 11 — окварцевание; 12 — дизъюнктивные нарушения

наложенных впадин. Здесь флюоритообразование происходило в разрывных нарушениях, расчленяющих блоки, сложенные алюмосиликатными породами, по физико-механическим свойствам наиболее благоприятными для широкого трещинообразования. Такие условия являлись наиболее оптимальными для формирования жильных тел.

В регионах второго типа, охватывающих платформенные структуры, процессы флюоритообразования с наибольшей полнотой развиваются в карбонатных породах, чередующихся с отложениями, экранирующими фтороносные гидротермы. В таких условиях более закрытой гидротермальной системы формируется метасоматическое стратиформное плавиковошпатовое оруденение.

Регионы третьего типа относятся к поясам завершенной складчатости, в пределах которых флюоритообразование проявилось после формирования верхнего структурного яруса угленосно-терригенных впадин, включающего карбонатные породы. В этих условиях во впадинах образуются метасоматические стратиформные типы оруденения, а в их складчато-глыбовом обрамлении в алюмосиликатных породах — флюоритоносные крутопадающие жилы в разрывных структурах.

Столь же существенна и роль стратиграфического фактора при прогнозировании оруденения для структур платформенного чехла и наложенных впадин. Выявление в их пределах частей стратиграфического разреза, включающих чередование карбонатных и глинистых пород, а также контактов несогласного залегания терригенных отложений на карбонатных породах весьма важно для оценки перспектив флюоритоносности таких регионов.

Магматическим критериям прогноза придается весьма большое значение при определении перспектив

флюоритоносности территорий. Для постановки поисково-разведочных работ предпочтительны площади, в пределах которых широко распространены вулканогенно-интрузивные комплексы кислого — субщелочного состава. Основанием для этого служат представления о тесной пространственной и генетической связи флюоритовых месторождений с породами гранитоидной формации. Однако, практика работ неоднократно опровергала подобные представления. В пределах ряда флюоритоносных провинций, поясов и зон, характеризующихся широким развитием плавиковошпатового оруденения, породы этой формации полностью отсутствуют. Наоборот, на Пай-Хое, Новой Земле, Южном Тянь-Шане, западе Украинского кристаллического щита и Сибирской платформе широко распространены магматические породы основного состава, очаги расплавов которых не могут являться материнскими для фтороносных гидротерм. В Каратау и на востоке Русской плиты вообще неизвестно каких-либо вулканогенно-интрузивных образований, предшествующих формированию плавиковошпатового оруденения.

Поэтому значение магматических факторов в оценке перспектив флюоритоносности следует рассматривать с двух основных позиций:

1. Плавиковошпатовое оруденение, размещающееся во флюоритоносных регионах, не может быть прямо генетически связано с распространенными в их пределах определенными типами интрузивных и вулканогенных пород. Источниками фтороносных гидротерм являются не какие-либо массивы интрузивных пород или покровы вулканогенных образований, распространенных вблизи месторождений плавикового шпата, а именно глубинные магматические очаги, в результате дифференциации которых последовательно отделялись

различные по составу гранитоиды, а затем и рудоносные растворы. Поэтому связь плавиковошпатового оруденения с магматизмом должна рассматриваться с парагенетических позиций.

Для флюоритоносных провинций, совпадающих с поясами завершенной складчатости и срединными массивами, благоприятным фактором для поисков месторождений плавикового шпата является наличие вулканогенно-интрузивных образований кислото-субщелочного состава. Для провинций плит и щитов платформ определенное значение имеет также развитие магматизма ультраосновного — щелочного состава.

2. Развитие вулканогенно-интрузивного магматизма в различных типах флюоритоносных регионов прямо зависит от интенсивности проявления процессов тектонической активизации ранее созданных разрывных структур. Небольшие по масштабу разрывные нарушения не способствуют внедрению и излиянию магматических пород. Однако такие структуры благоприятны для циркуляции высокоподвижных фтороносных растворов, удаляющихся на большие расстояния от очагов их зарождения.

В связи с этим регионы, в пределах которых отсутствуют магматические породы благоприятного состава, еще не могут считаться бесперспективными для поисков месторождений флюорита. Их оценка должна базироваться на фактах развития других типов низкотемпературного оруденения, наличия благоприятных минералого-геохимических критериев, а также на основе структурных и литолого-стратиграфических признаков.

Минералого-геохимические критерии прогноза оруденения учитывают следующие благоприятные факторы. При процессах тектонической и магматической активизации происходит формирование не только плавиково-

шпатового оруденения, но и близких по глубинам образования средне-низкотемпературных типов полиметаллической, сурьмяно-ртутной, баритовой и кварц-кальцитовый минерализации, содержащей второстепенный флюорит. Эти типы оруденения нередко пространственно совмещены с плавиковошпатовым, что является благоприятным для оценки перспектив выявления месторождений флюоритовой формации.

Для оценки перспектив флюоритоносности региональных и локальных структур геохимические предпосылки имеют большое значение. В региональном плане повышенное против кларкового среднее содержание фтора в породах и рудных комплексах четко указывает на геохимическую специализацию определенных блоков земной коры. Ярким примером в этом отношении могут служить Тянь-Шань, Забайкалье и другие регионы, металлогеническая специфика которых характеризуется широким распространением акцессорных флюорита и фтора в вулканогенно-интрузивных породах гранитоидного ряда, наличием многочисленных месторождений и проявлений флюорита, а также присутствием плавикового шпата в других рудных комплексах. Перспективность таких региональных структур еще более возрастает при выявлении в их пределах участков и зон с аномально повышенной фтороносностью.

Вторичные литохимические ореолы проявляются в элювиально-делювиальных покровах при максимальной их мощности на рудоносных площадях до 5—7 м. Закрытые ореолы вторичного рассеяния, а также погребенные ореолы могут быть выявлены только при детальном работах, когда ставится глубинное опробование пород. Ореолы, связанные с потоками вторичного рассеяния фтора, достигают в длину 1,2—1,5 км и более, поэтому достаточно уверенно могут

быть зафиксированы в начальные стадии изучения площадей. Все это относится и к гидрохимическим ореолам рассеяния фтора, которые достигают в длину нескольких километров.

Для поисков скрытых месторождений кроме литохимического опробования рыхлых отложений перспективных площадей могут применяться методы изучения первичных ореолов рассеяния элементов-спутников плавиковошпатового оруденения. Опыт таких работ, выполненных на месторождении Таскайнар Южный (Южный Казахстан), показывает, что скрытые на глубине 100—200 м плавиковошпатовые залежи уверенно фиксируются по первичным ореолам элементов (Коплус, Пузанов, 1973). Кварц-кальцит-флюоритовая залежь месторождения сопровождается пространственно тесно связанными с ней первичными положительными и контрастными ореолами фтора, бария, молибдена, свинца, цинка, серебра, мышьяка, иттрия, иттербия, стронция и лития. Одновременно здесь фиксируются отрицательные геохимические ореолы марганца, титана, хрома, натрия и калия, связанные с выносом этих элементов из руд и зоны гидротермального метаморфизма пород.

Изучение проявленных на поверхности ореолов позволяет приблизительно судить о глубине залегания флюоритоносного тела. Если среди прочих элементов на поверхности установлены ореолы повышенных концентраций бериллия и лития с одновременно четким выражением отрицательных аномалий натрия и калия, то можно предполагать присутствие плавиковошпатовых руд на глубине, не превышающей 60—80 м и определяемой максимальным вертикальным размахом отрицательных аномалий над рудным телом. При наличии одних лишь положительных первичных ореолов, дающих более широкие и протяженные аномалии, глубина залегания рудного тела

должна быть более значительной.

После своего образования оруденение подвергалось процессам денудации, особенно значительным для месторождений более древнего возраста. Следовательно, необходимо учитывать денудационные факторы при прогнозе, определяющие вероятность сохранения от эрозии рудных тел, находящихся в различных геолого-геоморфологических структурах флюоритоносных поясов, зон и рудных полей.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ПРОВЕДЕНИЯ РАБОТ ПО ПРОГНОЗИРОВАНИЮ И ОЦЕНКЕ ПЛАВИКОВОШПАТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Процесс геологического прогноза и оценки плавиковошпатового оруденения разделяется на три этапа исследований: геологическую съемку, поиски и разведку, по мере выполнения которых усиливается достоверность выводов по прогнозу и объективность рекомендаций по направлению поисково-разведочных работ. Проведение геологической съемки любого масштаба должно завершаться составлением прогнозных карт с металлогеническим анализом закартированной территории. Эти исследования целесообразно проводить в три стадии, в ходе выполнения которых составляются мелко-, средне- и крупномасштабные карты прогноза.

Региональное прогнозирование, выполняемое на основе составленных геологических карт масштабов 1 : 1 000 000—1 : 500 000, осуществляется для значительных по площади частей металлогенических провинций, в пределах которых были выявлены прямые и косвенные признаки флюоритоносности, а также благоприятные геологические предпосылки для более широкого развития оруденения. Мелкомасштабное прогнозирование ставит

своей задачей составление обзорных карт с целью: а) определения границ вероятного распространения флюоритового оруденения в пределах региональных структур, соответствующих в классификационном отношении поясам, областям, зонам и рудным полям (Шаталов, 1965), а также выяснения закономерностей его размещения; б) выделения территорий, имеющих благоприятные структурно-геологические предпосылки флюоритоносности, для постановки съемочных работ масштабов 1 : 200 000—1 : 50 000; в) выделения более ограниченных площадей, имеющих прямые и косвенные признаки оруденения для постановки специализированных поисково-съемочных работ крупного масштаба. При составлении прогнозно-металлогенических карт кроме геологических материалов должны быть учтены данные геофизических исследований, выполненных различными методами.

Поскольку формирование и размещение плавиково-шпатового оруденения тесно связано с процессами тектонической активизации, то при составлении мелкомасштабной карты прогноза на основе всестороннего анализа геологического строения и истории развития структурных элементов земной коры должны быть выделены территории, подвергшиеся таким процессам. При этом следует учитывать вероятность неоднократного проявления процессов активизации и сопряженного с ними флюоритообразования. Последнее обуславливает необходимость учета случаев телескопирования оруденения — возможности наложения молодой минерализации на более древнюю, приуроченную к структурам, подвергшимся процессам денудации. Анализ стратиграфо-тектонического положения флюоритоносных структур позволяет установить особенности их развития в различные эпохи, т. е. дать материалы для суждения об

интенсивности вертикальных перемещений тектонических блоков, а отсюда и о степени денудации флюоритоносных площадей, принадлежащих к различным эпохам активизации.

При составлении прогнозно-металлогенической карты важны выявление и классификация форм проявления активизации для каждого блока земной коры, определяющих закономерности размещения и локализации флюоритового оруденения. Среди таких форм важными являются: а) степень развития, тип и характер наложенных новых структурных форм, в первую очередь вулканогенных прогибов, угленосно-терригенных впадин, синеклиз, мульд, различных тектонических блоков, ограниченных разломами, и др.; 2) интенсивность развития, подновления и характер перемещений по древним активизированным и вновь заложеным разломам; 3) степень развития интрузивного и эффузивного магматизма, его формы и состав; 4) соотношение магматизма с активизированными тектоническими формами; 5) соотношение наложенных структурно-морфологических элементов с разрывными структурами; 6) состав и строение геологических формаций, слагающих как положительные, так и отрицательные тектонические формы; 7) развитие различных по составу низкотемпературных типов оруденения, близких по времени формирования флюоритовому.

Разрывные структуры относятся к основным элементам, определяющим условия размещения и локализации жильных типов флюоритовых месторождений. Вместе с тем для прогнозирования метасоматических месторождений необходимо учитывать состав литолого-стратиграфических комплексов, где карбонатные отложения широко развиты.

Среднемасштабное прогнозирование целесообразно

но осуществлять в масштабах 1 : 200 000—1 : 50 000. Такие исследования ставят своей целью выделение площадей под поиски оруденения по всем разновидностям прямых и косвенных признаков, а главное прослеживание и выделение новых рудоконтролирующих структур и общей оценки их перспектив на основе геологического картирования. Эта задача решается в ходе выяснения положения региональных тектонических структур и их частных элементов, определяющих пространственное положение флюоритоносных рудных формаций и фаций. В соответствии с этим на картах должна быть показана соответствующая совокупность благоприятных признаков развития и локализации флюоритового оруденения: 1) размещение месторождений и проявлений по типам тектонических структур; 2) соотношение их с литолого-стратиграфическими комплексами; 3) наличие прямых признаков оруденения — литохимических и гидрохимических фтороносных аномалий; 4) развитие признаков гидротермального метаморфизма пород с подразделением их на различные глубины образования; 5) наличие благоприятных скрытых тектонических элементов и пород, выявленных методами геофизики. В эту стадию исследований должны быть получены и отражены на карте также следующие оценочные материалы: 1) принадлежность оруденения к структурно-морфологическому типу, что нередко определяет масштаб запасов, характер и целесообразность проведения разведочных работ; 2) принадлежность оруденения к минеральному типу, что определяет возможность получения современными методами флюоритовых концентратов; 3) температура формирования оруденения; 4) особенности геологического строения проявления и месторождения; 5) степень эродированности оруденения; 6) полнота

развития стадий процессов рудообразования; 7) интенсивность процессов окolorудных изменений вмещающих пород; 8) типы минеральной и температурной зональности оруденения.

Многие указанные факторы оценки оруденения выделяют в настоящее время при проведении предварительной разведки. Поэтому на всех проявлениях флюорита, обнаруженных уже в процессе поисков, целесообразно в целях повышения эффективности прогноза применять не только горные работы, но и бурение, выполняемое для возможно более полного сбора материалов по благоприятным факторам оценки оруденения. В этом случае разбраковка проявлений будет наиболее объективной, что одновременно существенно сократит их число для проведения предварительной разведки.

В результате прогнозирования выделяются следующие категории площадей и участков различной степени перспективности для постановки специальных работ: 1) площади, примыкающие к промышленным рудным полям и месторождениям, перспективные для выявления новых плавленковошпатовых тел и прироста запасов; 2) площади с известными проявлениями флюорита и косвенными признаками оруденения; 3) площади с развитием благоприятных для локализации оруденения тектонических структур и пород, требующие проведения поисковых работ методами фторометрии, проходки горных выработок; 4) неперспективные площади.

Детальное прогнозирование, выполняемое в масштабах 1 : 50 000—1 : 10 000, базируется на материалах съемочных, поисковых, геохимических, поисково-разведочных работ, на результатах предварительной и детальной разведки месторождений, а также на данных их эксплуатации.

Исследования предусматривают анализ, обобщение и графическое отображение на картах прогноза большого числа факторов размещения, локализации, условий формирования, состава и строения рудоносных тел, выполняемых в соответствии с требованиями, предъявляемыми к детальным картам прогноза, к выбору флюоритоносных объектов для предварительной и детальной разведки и определения запасов плавиковошпатовых руд.

На основании такого анализа в пределах рудных районов, рудных полей месторождений и рудолокализирующих структур выделяются локальные площади и участки различной степени перспективности и на-

мечается очередность поисково-разведочных работ.

В число перспективных включаются площади и структуры: а) с установленными в их пределах рудными телами, имеющими благоприятные оценочные признаки для выявления промышленных запасов руд; б) с установленными признаками минерализации; в) выделяемые по геологическим, геофизическим и геохимическим данным. На таких площадях планируется выполнение первоочередных работ, имеющих целью выявление новых рудных тел, в том числе слепых, наращивание запасов на глубину и на флангах известных месторождений и рудоносных зон.

- Александров И. А. Модели эндогенного тантало-ниобиевого оруденения. М., «Наука», 1973. 146 с.
- Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М., Изд-во АН СССР, 1962. 194 с.
- Альтгаузен М. Н. Баргинское месторождение. — В кн.: Слюды СССР. М. — Л., ОНТИ НКТП СССР, 1937, с. 281—309.
- Апельцин Ф. Р. Поисковые критерии редкометалльных альбититовых месторождений. — «Геология месторождений редких элементов», 1961, вып. 4, с. 105—115.
- Апельцин Ф. Р., Скоробогатова Н. В., Якушин Л. Н. Генетические черты редкометалльных гранитоидов Полярного Урала и условия их редкометалльной металлогенической специализации. М., «Недра», 1967. 198 с.
- Архангельская В. В. Особенности условий образования и состава пегматитовых гранитоидов СССР. — «Геология месторождений редких элементов», 1964, вып. 22, с. 11—60.
- Асаналиев У. Поисковые критерии стратиформного свинцово-цинкового оруденения в осадочных формациях (на примере Срединного Тянь-Шаня). — «Советская геология», 1973, № 5, с. 83—94.
- Аэрогаммаспектроскопия при поисках оловорудных месторождений. — «Советская геология», 1967, № 12, с. 107—116. Авт.: Ф. Р. Апельцин, С. Ф. Лугов, Э. Я. Островский.
- Багно Г. Ф., Машир В. Н. О новых проявлениях свинцово-цинкового оруденения в каменноугольных отложениях на южном склоне Воронежской антеклизы. — «Геологический журнал», 1969, т. 29, № 1, с. 105—106.
- Базаров Л. Ш. Изменение физико-химических условий в процессе формирования пегматитов Центрального Казахстана. — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. М., «Наука», 1968, с. 70—82.
- Бакуменко И. Т. О низкотемпературном микроклине. — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск, «Наука», т. 4, 1966, с. 116—123.
- Бакуменко И. Т. О процессах образования высокотемпературных зон пегматитов. — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. М., «Наука», 1968, с. 69—70.
- Барсук А. М., Араке-лянец М. М., Шанин Л. Л. Этапы кайнозойского гранитоидного магматизма и молибденового рудогенеза на Северном Кавказе по геологическим и радиологическим данным. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1972, № 2, с. 135—138.
- Барсуков В. Л. Геохимия гипогенного бора. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 137—145. (Международ. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 1. Геохимические циклы.)
- Барсуков В. Л., Дерюгина Н. Н. Некоторые экспериментальные данные по условиям образования данбурита и датолита. — «Геохимия», 1961, № 3, с. 252—257.
- Барсуков В. Л., Дурасова Н. А. Металлоносность и металлогеническая специализация интрузивных пород районов развития сульфидно-касситеритовых месторождений (Мяо-Чана и Сихотэ-Алиня). — «Геохимия», 1966, № 2, 22 с.
- Белевцев Я. Н. Источники рудного вещества при метаморфогенном рудообразовании. — В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. Тезисы докладов. М., ИГЕМ АН СССР, 1974, с. 17—20.
- Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. — «Труды Лабор. геологии докембрия», 1962, вып. 14, 306 с. Авт.: К. А. Шуркин, Н. В. Горлов, М. Е. Салье и др.
- Беус А. А. Альбититовые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 303—377.
- Бродовой В. В., Тархов А. Г. Разведочная геофизика СССР на рубеже 70-х годов. М., «Недра», 1974, с. 610—656.
- Бураго А. И. Геохимические основы прогнозирования и оценки оловянного оруденения Южного Сихотэ-Алиня. Автореф. канд. дис., МГУ, 1973. 246 с.
- Вассоевич Н. Б. История представлений о геологических формациях. — В кн.: Осадочные и вулканогенные формации. Л., «Недра», 1966, с. 5—35.
- Великославинский Д. А., Казачков А. Н., Соколов Ю. М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. — «Труды Лабор. геологии докембрия», 1963, вып. 17, 225 с.

Винклер Г. Генезис метаморфических пород. Пер. с нем. М., «Мир», 1969. 246 с.

Виноградов А. П. Средние содержания элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — «Геохимия», 1962, № 7, с. 555—571.

Виноградов А. П. Высототемпературные протопланетные процессы. — В кн.: I Междунар. геохим. конгресс. Т. 1. М., «Наука», 1972, с. 11—36.

Геологические результаты геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск, Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1967, 514 с. Авт.: О. А. Калинина, Г. И. Каратаев, Г. Ф. Кузнецов и др.

Геологические факторы контроля слюдоносных пегматитов. М., «Недра», 1972, с. 89—150. Авт.: Ю. Е. Рыцк, А. С. Никоноров, В. А. Бабошин и др.

Геофизические поиски рудных месторождений. Под ред. В. А. Кличникова, В. В. Бродового, М. Д. Морозова и А. П. Соловова. Алма-Ата, КазВИРТ, 1970. 809 с.

Гинзбург А. И. О некоторых закономерностях размещения редкометалльных пегматитовых полей. — «Труды ИГЕМ», 1964, вып. 41, с. 37—46.

Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. О глубинах образования гранитных пегматитов. — «Геология рудных месторождений», 1960, № 1, с. 45—54.

Гинзбург А. И., Тимофеев И. Н., Фельдман Л. Г. Факторы, контролируемые размещение редкометалльных пегматитов на территории древних платформ. — В кн.: Прикладная геохимия, вып. 2. Киев, Изд. Киевск. ун-та, 1975, с. 14—24.

Гинзбург А. И., Фельдман Л. Г. Месторождения тантала и ниобия. — В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 3. М., «Недра», 1974, с. 353—402.

Григорьев Д. П., Шафрановский И. М. Эпитаксиальные нарастания кварца на полевой шпат. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1946, № 4, с. 265—272.

Грушкин Г. Г. Стадийность околожильного гидротермального метаморфизма вмещающих пород. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1968, ч. 97, вып. 3, с. 282—290.

Диман Е. Н., Некрасов И. Я. Гидротермальный синтез норденшельдина и его аналогов. — «Докл. АН СССР», 1965, т. 164, № 4, с. 894—897.

Дударев А. Н. Значение теплоемкости в оценке роли вмещающих пород при оруденении. — «Геология рудных месторождений», 1965, № 4, с. 57—62.

Духовской А. А. Использование

геофизических данных для расчленения пермских гранитных интрузий Центрального Казахстана. — «Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер.», 1963, т. 94. Л., Гостеолтехиздат, с. 293—303. (Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана.)

Евзикова Н. З. Практический аспект кристалломорфологии касситерита. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1972, ч. 101, вып. 2, с. 237—249.

Жариков В. А. Зависимость сосуществующих составов скаполита и плагиоклаза от глубинности. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 170, № 4, с. 936—938.

Жариков В. А. Кислотно-основные характеристики минералов. — «Геология рудных месторождений», 1967, № 5, с. 75—89.

Жариков В. А. Скарновые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 220—302.

Жариков В. А., Власова Д. К. Контактные роговики и скарны месторождений Майхура. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 326—386.

Жариков В. А., Омеляненко Б. И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями. — В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М., «Недра», 1965, с. 119—194.

Завалишин М. А., Львова Н. А. Стратиграфия и геологическое строение северо-восточной части Мамского района. — «Труды Гипрониислуда», 1954, вып. 1 (3), с. 4—72.

Завалишин М. А., Чесноков В. Н. Некоторые особенности формирования и размещения пегматитовых жил в Мамском районе. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири, вып. 6 (27). Иркутск, 1960, с. 67—79.

Зарубин В. В. Особенности вмещающей среды и закономерности размещения пегматитовых жил месторождения Тэдино (Сев. Карелия). — «Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер.», 1969, т. 147, с. 58—70.

Захаров Е. Е., Крестин Е. М. О металлогении центральной части Русской платформы. — «Советская геология», 1969, № 12, с. 36—50.

Захарченко А. И. Хрусталеносные полости пегматитов Акжайлы (Казахстан), их минералогия и особенности образования. — «Труды ВСЕГЕИ», 1964, вып. 108, с. 36—112.

- Зырянов В. Н. Петрология метасоматически измененных гранитоидов и щелочных пород Чингизской зоны. М., «Наука», 1969. 160 с.
- Иванов В. В. Минерало-геохимические черты и индиенность оловорудных месторождений Якутии. М., «Наука», 1964. 252 с.
- Иванов В. В. Геохимия рассеянных элементов в гидротермальных месторождениях. М., «Недра», 1966. 389 с.
- Иванов В. В., Мейтув Г. М. Геолого-геохимические исследования рудных провинций. М., «Недра», 1972. 288 с.
- Иванова Г. Ф. Геохимические условия образования вольфрамовых месторождений. М., «Наука», 1970. 150 с.
- Изучение высокотемпературных боратов. М., «Наука», 1970. 287 с. Авт.: И. Я. Некрасов, А. П. Григорьев, Т. А. Григорьева и др.
- Иоффе Л. И., Перцев Н. Н. Оценка P_{CO_2} — T -условий образования магнезиальных скарнов малых глубин по магнезиальности кальцитов. — «Геология рудных месторождений», 1972, № 4, с. 54—65.
- Казанский В. И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М., «Недра», 1972. 240 с.
- Казанский В. И., Чеботарев М. В. Металлогенетическая зональность Анд и тектоника плит. — В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., «Недра», 1973, с. 56—58.
- Калинин П. В. О пегматитах Слюдянского района в Южном Прибайкалье. — «Труды МГРИ», 1957, т. 31, с. 81—101.
- Карпова Е. Д. Сводово-глыбовые области и их металлогения. — В кн.: Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования. — «Труды ВСЕГЕИ», 1968, т. 155, с. 223—250.
- Кейльман Г. А. Поисковые критерии мусковитовых месторождений Урала. — «Труды Свердлов. горного ин-та», 1963, вып. 42, с. 95—106.
- Коплус А. В., Пузанов Л. С. Первичные мультипликативные ореолы скрытого флюоритового оруднения. — «Советская геология», 1973, № 10, с. 108—121.
- Константинов Р. М. Изучение эндогенных рудных месторождений различных рудных формаций при крупномасштабных металлогенетических исследованиях. — В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенетических исследованиях рудных районов. М., «Недра», 1965, с. 7—192.
- Коржинский Д. С. Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири. — В кн.: Слюды СССР. М.—Л., ОНТИ НКТП, 1937, с. 93—115.
- Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. — М., Изд-во АН СССР, 1940. 99 с. (ГИН АН СССР. Труды. Вып. 12.)
- Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. М., Изд-во АН СССР, 1948. 147 с. (ГИН АН СССР. Труды. Вып. 68.)
- Кормилицын В. С., Строна П. А., Татаринов П. М. Общие принципы систематики эндогенных месторождений на формационной основе. — В кн.: Проблемы региональной металлогении. Л., «Недра», 1973, с. 186—205. (ВСЕГЕИ. Труды. Т. 191.)
- Корытникова Н. Н. О связи глубинных температур с термическими коэффициентами горных пород и формой глубинных структур. — «Изв. АН СССР. Сер. географ. и геофиз.», 1943, № 3, с. 115—133.
- Кравченко Э. С., Морозова Т. А. Геохимическая зональность эндогенных ореолов касситерит-сульфидных месторождений как критерий оценки геохимических аномалий. — В кн.: Геохимические методы при поисках и разведке рудных месторождений. М., ИМГРЭ, 1971, вып. 6, с. 35—36.
- Крутиховская З. А., Шмидт Н. Г. Геофизические методы поисков и разведки железорудных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1961. 77 с.
- Кудрин В. С. О формации редкометалльных щелочных кварц-полевошпатовых метасоматитов зон регионального метаморфизма. — «Геология рудных месторождений», 1972₁, т. 5, № 7, с. 41—55.
- Кудрин В. С. Горизонтальная стадийная зональность редкометалльных кварц-полевошпатовых метасоматитов как критерий их прогнозной оценки. — В кн.: Прогнозирование скрытого оруднения на основе зональности гидротермальных месторождений. М., 1972₂, с. 120—123.
- Кудрин В. С., Кудрина М. А., Шурига Т. Н. Редкометалльные метасоматические образования, связанные с субщелочными гранитоидами. — «Геология месторождений редких элементов», 1965, вып. 25. 146 с.
- Кузьмин В. И. О специализации магматических комплексов в отношении бора на примере отдельных районов Красноярского края. — В кн.: Металлогенетическая специализация магматических комплексов. М., «Недра», 1964, с. 198—221.
- Куршаков А. Л. Д. Состав и парагенезис аксинита. — В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М., «Наука», 1968, с. 289—311.
- Куширо И. Частичное плавление перидотита в присутствии воды и в сухих

условиях при высоких давлениях и генезис магм. — В кн.: I Междунар. геохим. конгресс. Т. 4. М., 1972, с. 37—47.

Лазаренков В. Г. О теплотах охлаждения и кристаллизации интрузий на разных глубинах. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1967, ч. 46, вып. 3, с. 256—265.

Левашов Г. Б., Недашковский П. Г. Закономерности распределения вольфрама в некоторых гранитоидных массивах Дальнего Востока. — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., Изд-во ЛГУ, 1971, с. 68—75.

Летников Ф. А., Нарсеев В. А. Термостатирование природных систем и его роль в геологических процессах. — В кн.: Физико-химическая динамика процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 38—43.

Лисицын А. Е. О некоторых геохимических особенностях бора в процессе образования известковых скарнов на Урале. — «Минеральное сырье», 1963, вып. 7, с. 139—146.

Лисицын А. Е. Геологические особенности известково-скарновых месторождений бора. — «Геология рудных месторождений», 1965, № 3, с. 25—30.

Лисицын А. Е. К вопросу о роли кислотности — щелочности гидротермальных растворов в образовании боросиликатов. — «Геохимия», 1972, № 11, с. 1389—1391.

Лисицын А. Е. Геологические основы поисков эндогенных месторождений бора. М., «Недра», 1974. 156 с.

Лисицын А. Е., Владимирская Н. И. Распределение боросиликатного оруденения в известковых скарнах. — «Геология рудных месторождений», 1972, № 4, с. 100—104.

Лихачев А. П. О природе магматических месторождений. — «Советская геология», 1973, № 5, с. 33—47.

Лугов С. Ф. Особенности состава вольфрамовых месторождений Центральной Чукотки. — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., Изд-во ЛГУ, 1967, с. 33—41.

Лугов С. Ф. Формационный анализ — научная основа прогнозирования оловянного оруденения. — В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., ВСЕГЕИ, 1971, с. 314—316.

Лугов С. Ф., Макеев В. В. Генетическая и промышленная классификация оловянных месторождений. — «Советская геология», 1972, № 5, с. 49—60.

Лугов С. Ф., Макеев В. В. Типы оловянного оруденения областей тектономагматической активизации. — В кн.:

Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 11. М., «Наука», 1975, с. 253—260.

Магакьян И. Г. Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. М., «Недра», 1969. 224 с.

Макагон В. М. Жидкие включения в минералах из мусковитовых пегматитов Мамского района. — В кн.: Материалы конференции молодых научных сотрудников. Иркутск, 1968, с. 73—74. (Ин-т земной коры.)

Макеев В. В., Политов В. К. Закономерности размещения оловянных месторождений в мезозоидах Северо-Востока СССР. — «Геология рудных месторождений», 1972, № 3, с. 19—30.

Малахов А. А. Определитель минералов бора. Ташкент, Изд-во САИГИМС, 1959. 182 с.

Малинко С. В. Новый тип эндогенной борной минерализации и некоторые выводы генезиса боратов в гидротермальном процессе. — «Геология рудных месторождений», 1963, № 6, с. 9—17.

Малинко С. В. О некоторых физико-химических условиях образования эндогенных боратов в известково-скарновом комплексе. — В кн.: Исследования минералообразующих растворов. М., «Недра», 1966, с. 184—189.

Малинко С. В. Известково-скарновые парагенетические ассоциации боратов. Тезисы доклада на Варненском симпозиуме IAGOD, София, 1974, с. 399—400.

Маракушев А. А. Парагенезисы людовита. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 65—73. (Международ. геол. конгресс., XXI сессия. Проблема 12. Генетические проблемы руд.)

Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965. 326 с. (СО АН СССР. Дальневост. геол. ин-т.)

Марков П. Н. Слюдяные месторождения Мамского пегматитового поля. — В кн.: Слюды СССР. М.—Л., ОНТИ НКТП, 1937, с. 370—438.

Материки М. П., Маршкова Н. К., Павловский А. Б. Оловоносность Средней Азии. М., «Недра», 1964. 83 с.

Матриков М. П., Сирин Т. Н. Новый тип оловянного оруденения в Восточном Казахстане. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 10, с. 89—94.

Месторождения олова зарубежных стран. М., «Недра», 1969. 328 с. Авт.: Р. М. Константинов, С. Ф. Лугов, В. В. Макеев и др.

Методические указания по применению радиометрических методов для поисков и разведки руд нерадиоактивных

элементов и геологического картирования. Вып. 1. М., Госгеолтехиздат, 1963. 189 с.

Методическое руководство по геологической съемке м-ба 1 : 50 000. Л., «Недра», 1974, т. I, 519 с., т. II, 253 с.

Методы ВП при поисках на Рудном Алтае. «Разведка и охрана недр», 1975, № 2, с. 28—33. Авт.: Я. В. Маркушин, В. Е. Голубцов, О. А. Евстигнеев и др.

Минеев Д. А. Геохимия аногритов и редкометалльных метасоматитов Северо-Западного Тарбагатая. М., Изд-во АН СССР, 1968. 184 с.

Многokrатная интрузия и минерализация месторождения Клаймакс в штате Колорадо. — В кн.: Рудные месторождения США. М., «Мир», 1973, с. 217—263. Авт.: С. Р. Уоллес, Н. К. Мункастер, Д. С. Джонсон и др.

Моралев В. М., Ельянов А. А. Карбонатитовые месторождения Индийской платформы (флюорит, апатит, вермикулит). М., ВИАМС, 1973. 50 с.

Накамура Т., Хунахаси М. Рудные жилы, связанные с неогеновым вулканизмом Японии. — В кн.: Вулканизм и рудообразование. М., «Мир», 1973, с. 185—195.

Неелов А. Н. Стратиграфия, структура и метаморфизм докембрия среднего течения рек Мамы и Большой Чуи. — «Труды Лабор. геологии докембрия», 1957, вып. 7, с. 268—308.

Некрасов И. Я. Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской складчатой области. М., «Наука», 1966. 225 с.

Никаноров А. С. О тепловом режиме формирования керамических и слюдоносных пегматитов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 11, с. 18—26.

Никитин В. Д. Генезис слюдоносных зон в телах гигантомигматитов. (Труды Междунар. геол. конгресса. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблем 16. Минералогия и генезис пегматитов). М., «Недра», 1965, с. 110—121.

Никитин В. Д. Пегматитовые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 84—151.

Николаевский Н. М. Глубинное строение Северо-Востока по геофизическим данным. — В кн.: Проблемы науки на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1967, с. 32—43.

Никитин Н. Н. Элементы-примеси в касситеритах — индикаторы условий формирования рудных тел. — В кн.: Металлогения Тянь-Шаня. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1968, с. 258—259.

Обер Ж. Изучение альбит-мусковитовых гранитов, содержащих минералы фтора, лития, олова, бериллия, ниобия, тан-

тала и других редких элементов (месторождения Монтебра и Эшасьер, Франция). — В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. М., «Мир», 1971, с. 78—90.

Образцова З. А. О взаимоотношении вольфрамовой и полиметаллической минерализации в Центральном месторождении (Восточное Забайкалье). — «Советская геология», 1960, № 3, с. 75—88.

Оловоносность Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М., «Недра», 1974. 183 с. Авт.: С. Ф. Лугов, М. А. Подольский, И. М. Сперанская и др.

Онтгоев Д. О. Сульфидно-вольфрамовые рудные формации и их генетические особенности. — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., Изд-во ЛГУ, 1971, с. 317—330.

Оприроде и соотношениях графических и блоковых пегматитов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1972, № 8, с. 28—37. Авт.: Г. Г. Родионов, Е. Н. Калугин, Л. И. Баландина, Н. С. Петрова.

Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых (материалы к совещанию 14—17 декабря 1971 г.). Л., ВСЕГЕИ, с. 189—379. Авт.: С. В. Москалев, А. С. Варлаков, Р. В. Колбашев и др.

Об особенностях геологического положения и минерализации редкометалльных пегматитов одного из районов Сибири. М., «Наука», 1964, с. 322—331. Авт.: М. М. Мауилова, И. К. Асланов, М. В. Терентьев и др.

Павловский А. Б., Маршкова Н. К. Особенности бериллий-вольфрамо-оловянных месторождений скарноворудного комплекса. М., «Недра», 1971. 104 с.

Перцев Н. Н. Парагенезисы борных минералов в магнезиальных скарнах. М., «Наука», 1971. 192 с.

Перцев Н. П. Скарны. Магматический и постмагматический этапы образования. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 6, с. 3—14.

Печерский Д. М. Магнитные свойства гранитоидов Северо-Востока СССР. — В кн.: Магнитные свойства изверженных горных пород. Магадан, СО АН СССР, 1964, вып. 9, с. 6—158.

Покалов В. Т. Опыт классификации эндогенных месторождений молибдена на тектоно-магматической основе. — «Советская геология», 1970, № 1, с. 74—87.

Покалов В. Т. Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М., «Недра», 1972. 272 с.

Покалов В. Т. Месторождения молибдена. — В кн.: Рудные месторождения СССР, т. 3. М., «Недра», 1974, с. 117—169.

- Покалов В. Т., Орлов В. Г. Принципы оценки прогнозных запасов молибдена. — «Советская геология», 1973, № 5, с. 22—32.
- Покалов В. Т., Орлов В. Г. Поведение молибдена в зоне окислений. — «Геохимия», 1974, № 4, с. 615—622.
- Применение гравиметровых и магнитных съемок при геологическом картировании, поисках и разведке рудных месторождений. (Материалы семинара). М., ВНИИ Геофизика, 1971, с. 10—15, 43—47, 65—67. Авт.: К. Ф. Тяпкин, А. А. Попов, Г. Н. Константинов и др.
- Пузанов Л. С. К вопросу о глубине формирования и эрозионном срезе флюоритовых месторождений Западного Забайкалья. — В кн.: Вопросы геологии и металлогении Забайкалья. — «Изв. Забайкальского фил. Географ. о-ва СССР», 1967, вып. 3, с. 109—113.
- Пузанов Л. С. Структурно-морфологические типы месторождений плавикового шпата и их промышленное значение. — «Изв. Забайкальского фил. Географ. о-ва СССР», 1969, т. 5, № 6, с. 116—125.
- Пузанов Л. С. О температурах образования «ратовкита» из бассейна р. Сылвы (Пермское Приуралье). — «Докл. АН СССР», 1972₁, т. 207, № 5, с. 1204—1207.
- Пузанов Л. С. Закономерности размещения месторождений плавикового шпата. Автореф. докт. дис. М., ВИМС, 1972₂, 57 с.
- Пузанов Л. С. Температура образования и температурная зональность флюоритового оруденения. — «Геология рудных месторождений», 1972₃, т. 14, № 4, с. 66—75.
- Пузанов Л. С. Плавиковый шпат. — В кн.: Оценка месторождений при поисках и разведках. М., «Недра», 1972₄, с. 52—74.
- Пузанов Л. С., Коплус А. В. О генетическом значении распределения содержания калия, натрия, стронция и бария во флюоритах месторождений плавикового шпата. — «Геохимия», 1973, № 4, с. 578—588.
- Размахнин Ю. Н. К вопросу о ядерно-купольной структуре рудных полей оловорудных месторождений Приморья. — В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток, 1968. 35 с.
- Размахнин Ю. Н., Размахнин Э. М. Биотиты и их связь с оловяными и олово-полиметаллическими месторождениями. — В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов. Алма-Ата, 1969, с. 214—218.
- Редкометалльные гранитоиды Монголии. М., «Наука», 1971. 230 с. Авт.: В. И. Коваленко, М. И. Кузьмин, Л. П. Зоненшайн и др.
- Родионов Г. Г. Типы слюдоносных пегматитовых тел и их промышленная оценка. М., Госгеолтехиздат, 1959. 84 с.
- Родионов Г. Г. О типах пегматитов и некоторых особенностях пегматитообразования. 1964, с. 222—235. (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 16. Минералогия и генезис пегматитов.)
- Родионов Г. Г., Бушев А. Г., Калугин Е. Н. Особенности пегматитов, вызываемые условиями образования. — «Геология рудных месторождений», 1972, т. 14, № 6, с. 17—18.
- Руб М. Г. Значение газовой фазы при формировании рудоносных магматических комплексов. — В кн.: I Международ. геохим. конгресс. Т. 1. М., «Наука», 1972, с. 315—317.
- Рудакова Ж. Н. Оловоносные граниты Юго-Западного Забайкалья. М., «Недра», 1973. 192 с.
- Рудник В. А., Беляев Г. М., Терентьев В. М. Закономерности формирования кварц-полевошпатовых метасоматитов зон региональных разломов. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М., «Недра», 1970, с. 261—274.
- Рундквист Д. В., Денисенко В. К. Основы научного прогноза месторождений твердых полезных ископаемых. — В кн.: Оловянно-вольфрамовые месторождения, вып. 11. М., Изд-во СЭВ, 1971. 186 с.
- Смирнов В. И. Металлогения тектонических зон геосинклиналей. — В кн.: Вопросы металлогении. М., Изд-во АН СССР, 1965. 143 с.
- Смирнов С. С. К оценке оловорудных районов. — «Советская геология», 1951, сб. 3, с. 3—17.
- Соболев А. П. Некоторые особенности оловоносных биотитовых гранитов (на примере некоторых районов Северо-Востока СССР). — «Геология рудных месторождений», 1971, № 3, с. 31—41.
- Соколов Ю. М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. Л., «Наука», 1970. 175 с. (Ин-т геологии и геохронологии декабря АН СССР.)
- Сололов А. П., Гаранин А. В. Оценка уровня эрозионного среза оловорудных проявлений при геохимических поисках. — В кн.: Геохимические методы при поисках и разведке рудных месторождений. М., ИМГРЭ, вып. 6, 1971, с. 21—23.
- Степанов Г. Н. Скарны и грейзены месторождения Восток-2. — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., Изд-во ЛГУ, 1971, с. 234—242.

- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
- Сучков П. Н. Трепчинный тип месторождений мусковита в Мамской слюдоносной области. — В кн.: Методы исследования минерального сырья. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 66—73.
- Таевский В. М. Новые данные о стратиграфии Мамской кристаллической полосы. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым, Иркутская обл. Вып. 4, 1973, с. 7—39.
- Таусон Л. В. Гранитоидные магмы как источники рудного вещества эндогенных месторождений. — В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. Тезисы докладов. М., ИГЕМ АН СССР, 1974, с. 10—13.
- Твалчрелидзе Г. А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей (на металлогенической основе). М., «Недра», 1966. 176 с.
- Томсон И. Н., Фаворская М. А. Рудоконтролирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения. — «Советская геология», 1968, № 10, с. 6—20.
- Ферсман А. Е. Пегматиты. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940, т. 1. 712 с.
- Фролов А. А. О глубине оруденения в массивах ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов. — «Геология рудных месторождений», 1974, т. 16, № 6, с. 81—84.
- Хазов Р. А. Геологические особенности оловянного оруденения Северного Приладожья. Л., «Наука», 1973. 88 с. (Ин-т геологии Карельск. фил. АН СССР. Труды. Вып. 10.)
- Хардер Г. Геохимия бора. М., «Недра», 1965. 135 с.
- Хитаров Н. И., Пугин В. А., Слущкий А. Б. Эволюция толеитовых магм в глубинных условиях. — В кн.: I Междунар. геохим. конгресс. Т. 1. М., «Наука», 1972, с. 48—64.
- Черепанов В. А. Бор в кимберлитах и меймечитах Сибири. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 172, № 3, с. 696—699.
- Чесноков В. Н. Принципы и методика подсчета геологических и прогнозных запасов мусковита. М., изд. ОНТИ ВИЭМС, № 6, 1968. 15 с. (Информ. сообщение.)
- Чесноков В. Н., Другов Г. Т., Завалишин М. А. Принципы геологоструктурного районирования Мамского пегматитового поля для установления перспектив промышленной слюдоносности. — «Советская геология», 1966, № 7, с. 117—126.
- Четырбоцкая И. И. Вольфрамит как индикатор и новый источник танталового сырья. М., «Недра», 1972. 131 с.
- Чухров Ф. В. Минералогия и зональность Восточного Коунрада. — М., Изд-во АН СССР, 1960. 240 с. (ИГЕМ. АН СССР. Труды. Вып. 50.)
- Шабынин Л. И. О некоторых особенностях образования рудоносных скарнов в доломитовых контактах. — «Геология рудных месторождений», 1961, № 1, с. 3—18.
- Шабынин Л. И. О контактово-метасоматических месторождениях бора в магнезиальных скарнах. — «Геология рудных месторождений», 1961, № 3, с. 3—27.
- Шабынин Л. И. Формация магнезиальных скарнов. М., «Наука», 1973. 213 с.
- Шабынин Л. И., Перцев Н. И., Малинко С. В. Условия нахождения и диагностические признаки борных минералов скарновых месторождений. М., «Недра», 1964. 98 с.
- Шаталов К. Т. Основные принципы генетической классификации рудоносных площадей (с эндогенной минерализацией). — В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М., «Недра», 1965, с. 144—151.
- Шейнман Ю. М. Области интрузии в пределах рам складчатости и их значение. — «Советская геология», 1958, № 1, с. 65—85.
- Шипулин Ф. К., Казанский В. И. Оловоносный пояс Боливийских Кордильер. — «Геология рудных месторождений», 1972, № 3, с. 3—18.
- Шмидт Н. Г. Опыт применения геофизических методов для целей геологического картирования кристаллического фундамента КМА. — «Советская геология», 1967, № 58, с. 138—149.
- Щеглов А. Д. Генетические особенности ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений Забайкалья. — В кн.: Генетические проблемы руд. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 139—144.
- Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., «Недра», 1968, 180 с.
- Щеглов А. Д. Главные типы областей тектоно-магматической активизации. — «Советская геология», 1970, № 3, с. 26—36.
- Щеглов А. Д. Металлогения средних массивов. Л., «Недра», 1971. 148 с.
- Щерба Г. Н. Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960. 382 с.
- Эффективность изучения первичных ореолов при оценке перспектив рудоносности. — В кн.: Геохимические методы при поисках и разведке рудных месторождений. М., ИМГРЭ, 1971, вып. 6. 26 с. Авт.: С. В. Григорьян, Н. И. Беспалов, Р. Г. Оганесян и др.

Collet F. L'avenir de l'alimentation mondiale en minerais. Ann. mines, 1974, dec., p. 11—20.

Eugster H. P., Wisei W. S. Synthesis and stability of datolite and danburite. Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., 1963, vol. 43, No. 1, p. 135—152.

Höllr. Maucher A., Westerberger H. Synsedimentary diagenetic ore fabric in strata — and time — lound scheelite deposits of Kleinartl and Felbertal in the East Alps. — «Mineral. deposits», 1972, vol. 7, No. 2, pp. 217—226.

Imai Hideki. Formation of fissures and their mineralisation in the vein — type deposits Janen. Journ. Engin. Univ., Tokyo, 1966, B-28, N 3, pp. 255—302.

Jahns H., Burnham C. W. Experimental Studies of Pegmatite genesis IA. Model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. — «Econ. geol.», 1969, No. 8, pp. 843—864.

Lehmann H. A., Zielfelder A., Herzog G. Die Hydrogenmonoborate des Calciums. — «Zeitschrift für anorganische und allgemeine Chemie», 1958, Bd. 296, H. 1—6, S. 1—332.

Lovering T. S. The origin of tungsten ores of Boulder County, Colorado. —

«Econ. geol.», 1941, vol. 36, No. 3, pp. 229—279.

Lugov S. F. Geologische grundlagen der Prognose von Zinnlagerstätten. Zeitschrift für angewandte geologie, 1973. Bd. 19, N 5, S. 216—223.

Luth W. C. The system $\text{Na Al Si}_2\text{O}_8 - \text{SiO}_2$ and $\text{KAl Si}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2$ to 20 kb and relationship between H_2O content P and Ptotal in granitic H_2O magmas. Am journal Sci. 1969, vol. 264-A, p. 325—341.

Weaver C. E. Potassium, illite and the ocean. — «Geochimica et Cosmochimica Acta.», 1967, vol. 31, No. 11, p. 2181—2196.

Reedman A. J. Partly remobilised syngenetic tungsten deposits at Nyamalilo Mine. Inst. Geol. Sci. Overseas — «Geol. and Miner. Resour.», 1973, No. 41, p. 101—106.

Stoll W. C. Sn—W—Bi provinces and epochs in Argentina and Bolivia and their genetic interrelationship. — «Geol. Soc. Amer. Spec. Paper.», 1965, No 82, p. 197.

Tweto O. Sheelite in the Precambrian gneisses of Colorado. — «Econ. Geol.», 1960, vol. 55, No. 7, p. 1406—1428.

Wolf Manfred. Die bolivianisch Zinnlagerstätten und einige neue Aspekte ihrer genetischen, Dentung — Bergakademie, 1968, vol. 20, N 6, p. 319—323.

- Активность бора 137, 138, 150, 154
Альбититы 110, 111, 125
- Вулканические пояса 254, 255, 258, 262
- Геогенерация 8
Геофизические поля 43, 50, 60
Гнейсовые комплексы 150
Гранитизация 131, 132, 135, 138, 151, 152
- Жилы выполнения 265, 275
- Зональность минеральная 284
— температурная 285
- Интенсивность намагничивания ферромагнитных пород 45
Интерпретация физических полей 43
Интрузии боросные 137
— неборосные 137
- Карбонатиты 21
Кислотофильная минерализация 146
Коэффициент боросности 138, 155
— выноса молибдена 211, 212
— пропорциональности 210, 212, 213
Критическая изотерма 203
- Магнитная восприимчивость пород 45, 47, 51, 53
— — ультраосновных пород 51
— — эффузивных пород 52, 53
Месторождения известковоскарновые 132, 133, 135, 141, 152
— магнезиальноскарновые 132, 133, 135, 141, 152
— метаморфизованные 28
— метаморфические 28
— полиметаллически-вольфрамовые 260, 261
— ультраметаморфические 28
Метасоматиты кварц-микроклин-альбитовые 111, 120, 123
— метаморфогенно-гидротермальные 111, 124
— полевошпат-флюоритовые 110
Метасоматические залежи пластообразные 265, 276
— — седловидные 265, 276
— — стратиформные 265, 275, 278, 281
— — трубообразные 265, 276, 278
Метасоматоз диффузионный 151
— инфильтрационный 151
— щелочной 125
- Минеральные фации глубинности 139
- Накопления свинца и цинка 25
- Плотность горных пород 45, 46, 47, 51, 52, 55
— метаморфических пород 54
— эффузивов 52
Плутоны (молибденоносные) 176
— — гипабиссальных гранитоидов 176, 177, 178
— — лейкократовых гранитов 157, 158, 159, 160, 163, 166, 197, 198, 201
— — пестрого состава 189, 190, 194, 197, 198
Потенциальная боросность 137, 138, 155
Прогнозные запасы 5, 6
Промышленные алмазы 21
- Радиоактивность метаморфических пород 57
— молодых интрузий 49
— ультраосновных пород 57
Рудная изолиния 214
Руды алюминия 23
— апатит-магнетитовые 20
— железные 23
— лопаритовые 21
— марганцевые 24
— медно-никелевые 20
— медно-титаномагнетитовые 19
— ниобий-танталовые 111
— платиновые 20
— титаномагнетитовые 19
— фосфора 25
— хромитовые 20
- Скарноиды 140, 141, 151
Скарны апомагнезиальные известковые 141, 155
— боросные 132, 152
— вольфрам-молибденовые 165
— диффузионные 151
— контактово-инфильтрационные 151
— неборосные 132, 152
Структурно-морфологические типы месторождений 287, 291
Структурно-формационные зоны 59, 60
- Тепловое поле 202, 203
Тепловой ореол 201
— тепловой поток 202, 203, 207
Тип борных руд данбуритовый 140, 141
— — — датолитовый 140, 141
— — — кальциборитовый 141
— — — котитовый 141
— — — курчатовит-саханитовый 140, 141

- — — людвицитовый 140, 141
- — — ссайбелитовый 140, 141
- — — харкерит-саханитовый 141
- Тип оловянного оруденения альбитовый 235, 237
- — — галенит-сфалеритовый 231
- — — грейзеновый 217, 218, 221, 223, 237, 235, 237
- Тип оловянного оруденения касситерит-полевошпат-топазовый 221
- — — касситерит-полевошпатовый 221
- — — касситерит-топазовый 221
- — — кварцевый 217, 218, 221, 222, 223, 227
- — — многосульфидный 217, 234, 236, 240, 243, 245
- — — олово-полиметаллический 246
- — — олово-серебряный 246
- — — сидерофиллитовый 235, 237
- — — скарновый 217, 218, 221, 225, 227, 235, 237
- — — турмалиновый 217, 231, 234, 235, 236, 240
- — — хлоритовый 217, 231, 234, 236, 240
- Удельное электрическое сопротивление пород 47, 48, 49
- — — — вулканических 53, 54
- — — — метаморфических 57
- Фация абиссальная 132, 140, 141, 152
- гипабиссальная 132, 135, 141, 154
- глубинности 141
- мезоабиссальная 139
- метаморфизма 142
- Физические поля интрузивов 49, 50, 51
- — структурно-формационных зон 59, 60
- Физические свойства пород 45, 46, 51, 52, 53
- Флюоритоносные провинции 266, 270, 271, 272
- — платформенных плит 278
- — — щитов 279
- — поясов завершённой складчатости 271
- — срединных массивов 277

- Формации геологические 7, 8, 42
- пегматитов 66
- Формация абстрактная 7
- бороносных скарнов 131, 134, 141
- вольфрам-молибденовая 156, 157, 164, 173, 196, 198, 200
- касситерит-кварцевая 217, 218, 219, 220, 221, 223, 227, 228, 234, 240, 245
- касситерит-силикатная 217, 218, 223, 229, 230, 231, 232, 233, 234, 237, 240, 243, 244, 245, 248
- касситерит-сульфидная 217, 218, 223, 229, 237, 243, 244, 245, 246, 248
- колчеданно-вольфрамовая 253, 261
- конкретная 7
- медно-молибденовая 156, 187, 193, 195, 196, 197, 198
- Формация молибден-вольфрамовая 253, молибденовая 156, 173, 174, 182, 185, 186, 187, 196, 200, 206
- мусковитовых пегматитов 67
- ниобий-танталоносных щелочных и субщелочных кварц-микроклин-альбитовых метасоматитов метаморфогенно-гидротермального происхождения 111, 120
- олово-вольфрамовая 253, 260
- оловоносных редкометалльных пегматитов 217, 218, 223
- постмагматических ниобий-танталоносных и редкоземельных щелочных и субщелочных кварц-микроклин-альбитовых метасоматитов 111, 115
- постмагматических танталоносных литиево-слюдистых кварц-микроклин-альбитовых метасоматитов 111, 112
- редкометалльных пегматитов 67
- — существенно альбитовых метасоматитов 111
- риолитовая 217, 218, 248, 249
- рудная 34
- рудоносная 7, 34, 35
- флюоритовая 265, 266, 267
- флюоритоносных карбонатов 265, 267, 285
- хрусталеносных пегматитов 67
- Экзоскарны 140, 153
- Эндоскарны 140, 153

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3		
Введение. <i>В. Т. Покалов</i>	5		
ОБЩИЕ ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ И МЕТОДЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ, ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ	9		
Развитие добычи полезных ископаемых в капиталистических странах. <i>Н. А. Хрущов</i>	9		
Геологические предпосылки прогнозирования и оценки месторождений полезных ископаемых. <i>В. Т. Покалов</i>	18		
Геохимические методы поисков и оценки месторождений полезных ископаемых. <i>В. Т. Покалов</i>	36		
Основы прогноза и оценки рудных месторождений методами геофизики. <i>Н. Г. Шмидт</i>	42		
РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ — ПРОИЗВОДНЫЕ ПРЕИМУЩЕСТВЕННО КОРОВЫХ МАГМ	65		
Формации слюдоносных и редкометалльных пегматитов. <i>Г. Г. Родионов</i>	65		
Общая характеристика формаций пегматитов	66		
Пегматитовые районы	67		
Поля мусковитовых и редкометалльных пегматитов	76		
Факторы литологического контроля	87		
Формация мусковитовых пегматитов	89		
Формация редкометалльных пегматитов	99		
Сопоставление особенностей сходных минеральных ассоциаций и типоморфизма породобразующих минералов гранитоидов и пегматитов	102		
Методы прогнозной оценки	106		
Формации ниобий-танталосных альбититов. <i>Ф. Р. Апельцин, С. Кудрин</i>	110		
Формация постмагматических танталосных литиево-слюдистых кварц-микроклин-альбито-	112		
вых (обычно амазонитовых) метасоматитов			
Формация постмагматических ниобий-танталосных и редкоземельных щелочных и субщелочных кварц-микроклин-альбитовых метасоматитов	115		
Формация ниобий-танталосных щелочных и субщелочных кварц-микроклин-альбитовых метасоматитов метаморфогенно-гидротермального происхождения	124		
Формация бороносных скарнов. <i>А. Е. Лисицын</i>	131		
Формации молибденовых месторождений	156		
Вольфрам-молибденовая формация. <i>В. Т. Покалов</i>	157		
Молибденовая формация. <i>В. Т. Покалов</i>	173		
Медно-молибденовая формация. <i>В. Т. Покалов</i>	187		
Поисковые критерии и признаки, методы прогнозной оценки месторождений молибдена. <i>В. Т. Покалов, В. Г. Орлов</i>	196		
Формации оловянных месторождений. <i>С. Ф. Лугов</i>	216		
Касситерит-кварцевая формация	218		
Касситерит-силикатная формация	230		
Касситерит-сульфидная формация	243		
Риолитовая формация	248		
Формации вольфрамовых месторождений. <i>Ф. Р. Апельцин</i>	251		
Колчеданно-вольфрамовая формация	253		
Формации месторождений плавикового шпата. <i>Л. С. Пузанов</i>	265		
Флюоритовая формация и промышленные типы месторождений	266		
Формация флюоритосных карбонатитов, минеральные типы, условия образования и закономерности размещения	285		
Геологические основы прогноза и оценки месторождений флюорита	286		
Список литературы	300		
Предметный указатель	308		

ИБ № 1605

ПРИНЦИПЫ ПРОГНОЗА И ОЦЕНКИ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ

Том 1

Редактор издательства Т. В. Колошина

Художник В. Д. Смеляков

Художественный редактор В. В. Евдокимов

График-исполнитель В. П. Гвоздева

Технический редактор А. Е. Матвеева

Корректор В. И. Ионкина

Сдано в набор 8/IX 1976 г.
Подписано в печать 16/III 1977 г. Т-06028.
Формат 70 × 100^{1/16}. Бумага кн.-журн. финск.
Печ. л. 19,5. Усл. п. л. 25,15. Уч.-изд. л. 24,85.
Тираж 4000 экз. Заказ № 1219/5325—4.
Цена 3 р. 49 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19.

Ленинградская типография № 6
Союзполиграфпрома при Государственном
комитете Совета Министров СССР по делам
издательств, полиграфии и книжной торговли.
196006, Ленинград, Московский пр., 91.

Уважаемый товарищ!

В издательстве «Недра»
готовятся к печати
новые книги

ЗАКОНОМЕРНОСТИ

формирования гидротермальных месторождений бериллия.

20 л., 2 р. 25 к.

Авт.: Гинзбург А. И., Заболотная Н. П., Куприянова И. И. и др.

В книге рассматриваются основные проблемы формирования постмагматического оруденения, генетически связанного с различными гранитоидными формациями. На примере выделенных формаций приводятся общие закономерности размещения бериллиеносных провинций, их металлогенетические особенности в зависимости от регионально тектонической обстановки, петрологическая характеристика гранитоидных формаций, генерирующих бериллиево-оруденение, условия структурной локализации оруденения и влияние на него состава и физико-механических свойств вмещающих пород. Выявляется зависимость парагенетических ассоциаций бериллиевых и сопутствующих минералов от щелочности материнских интрузивов, их глубинности и других факторов. На основе термодинамических расчетов делаются выводы о физико-химических условиях рудообразования.

Книга предназначена для геологов, изучающих месторождения не только бериллия, но и олова, вольфрама, молибдена, флюорита и других полезных ископаемых.

МЕДИСТЫЕ песчаники

и сланцы южной части Сибирской платформы.

18 л., 1 р. 94 к.

Наркелюн Л. Ф., Трубачев А. И., Безродных Ю. П., Салихов В. С.

Книга является наиболее полной сводкой по меденосности осадочных толщ. Рассматриваются месторождения меди в песчаниках и сланцах, заключающих значительную часть мировых разведанных запасов меди. Большое внимание уделено освещению закономерностей локализации медного оруденения и условиям формирования медных месторождений.

Книга предназначена для геологов широкого профиля и особенно для специалистов, занимающихся вопросами разведки и освоения медных месторождений Сибири.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «Книга-почтой» магазинов:

№ 17—199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61.

№ 51—127412, Москва, Коровинское шоссе, 20.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

2060

- ▶ формации ниобий – танталосных альбититов.
- ▶ формация бороносных скарнов.
- ▶ формации молибденовых месторождений.
- ▶ формации оловянных месторождений.
- ▶ формации вольфрамовых месторождений.
- ▶ формации месторождений плавикового шпата.