МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



ЛЕНИНГРАДСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА
И ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ имени А. А. ЖДАНОВА

553.463
М 61

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

36



ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЕНИНГРАДСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1971



Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Ленинградского университета

Сборник содержит труды II Всесоюзного совещания по минералогии, геохимии и генезису вольфрамовых месторождений СССР.

Основная часть работ посвящена рассмотрению минералогии, геохимии и генезиса вольфрамитовых и шеелитовых месторождений, минералого-геохимических критериев поисков и разведки вольфрамитовых месторождений, типоморфным особенностям минералов и экспериментальным работам в области моделирования процессов редкометального минералообразования.

Сборник рассчитан на геологов-геохимиков и специалистов в области полезных ископаемых, аспирантов и студентов старших курсов, изучающих редкометальные месторождения вольфрама, молибдена, висмута, олова, ниобия, тантала, скандия, бериллия.

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук, проф. *В. Ф. Барабанов*

2—9—2, 2—9—4
79—71

Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений

Редакторы *Л. А. Рейхерт, Н. Н. Васильева*

Переплет художника *А. К. Тимошевского*
Техн. редактор *Л. И. Киселева, Е. Г. Учаева* Корректоры *С. В. Алексеев, Г. Н. Гуляева*

М-26598 Сдано в набор 2 VII 1971 г. Подписано к печати 1 XI 1971 г.
Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Бум. тип. № 3 Печ. л. 21,5+0,5 вкл. (усл. л. 30,8).
Уч.-изд. л. 30,6 Бум. л. 11 Тираж 605 экз. +10 отд. отт.
Цена 3 р. 16 к. в переплете. Заказ 379.
Издательство ЛГУ им. А. А. Жданова.

Типография ЛГУ им. А. А. Жданова. 199164, Ленинград, Университетская наб., 7/9.

ОТ РЕДАКТОРА

В настоящем сборнике публикуются труды второго Всесоюзного совещания по минералогии, геохимии, генезису и возможностям комплексного использования вольфрамовых месторождений СССР. Это совещание, как и первое, было подготовлено кафедрой геохимии ЛГУ при активной помощи Главвольфрама и Управления цветных и редких металлов министерств геологии и цветной металлургии СССР и проходило с 26 по 28 ноября 1968 г. в ЛГУ.

В работе совещания приняло участие свыше 150 геологов, минералогов и геохимиков из ведущих научно-исследовательских институтов, вузов, производственных геологических организаций СССР. В том числе докторов наук — 10, кандидатов наук — 32, старших научных сотрудников — 20, младших научных сотрудников — 28, руководящих работников — 22, старших геологов — 14, инженеров-геологов — 13.

На пленарном заседании были заслушаны три программных доклада: 1) Задачи научно-исследовательских учреждений по расширению и укреплению рудной базы вольфрама (А. С. Крючков, МГ СССР); 2) Освоение минерально-сырьевой базы вольфрама и нерешенные проблемы в этой области (А. С. Микуленко, МЦМ СССР) и 3) Геохимия вольфрама (проф. В. Ф. Барабанов, ЛГУ).

На шести заседаниях всего было заслушано и обсуждено 76 докладов.

Здесь публикуется 48 докладов, охватывающих все проблемы, обсуждавшиеся на совещании и имеющие значение и для теоретических разработок на ближайшее будущее, и для практики поисков и разведки вольфрамовых месторождений в настоящее время.

На заключительном заседании совещания было единогласно принято решение, в котором говорится следующее.

„I. За период между I и II совещаниями достигнут значительный прогресс в деле выявления минералогических и геохимических критериев рудоносности интрузий, зональности вольфрамовых месторождений, типоморфных особенностей вольфрамовых и сопутствующих им минералов, новых генетических типов оруденения и в развитии физико-химического анализа процессов природного минералообразования. Проведенные исследования способствовали открытию новых рудоносных площадей, месторождений и рудопроявлений.

II. В связи с задачами, стоящими перед геологоразведочной службой страны на текущее и предстоящее пятилетия по выявлению новых

вольфрамовых месторождений с большими запасами высококачественных руд и повышению эффективности поисковых и разведочных работ, совещание считает, что дальнейшие научные исследования должны быть сосредоточены в первую очередь:

1) на разработке петрографических, петрохимических, минералогических, геохимических и других основ поисков вольфрамовых месторождений;

2) на выявлении закономерностей размещения и разработке принципов прогнозирования площадей возможного распространения вольфрамового оруденения с целью определения направления поисковых работ;

3) на выявлении возможностей комплексного использования руд и расширении перспектив действующих предприятий, на выявлении новых генетических типов эндогенных руд;

4) на оценке перспектив выявления и использования вольфрамоносных россыпей;

5) на выявлении геологических, минералогических, геохимических критериев перспективной и промышленной оценки новых месторождений и известных рудопроявлений, а также поисков скрытых рудных тел.

III. Совещание считает весьма перспективным дальнейшее развитие детальных исследований минералогии и геохимии вольфрамовых месторождений с использованием новейших методов. Особое внимание необходимо уделить повышению точности и чувствительности методов анализа руд, минералов и горных пород.

IV. Совещание постановляет:

1) одобрить практику созыва совещаний по минералогии, геохимии, генезису и комплексному использованию вольфрамовых месторождений на базе Ленинградского университета;

2) провести III совещание в 1971 г.;

3) на период между II и III совещаниями создать оргкомитет в следующем составе: В. Ф. Барабанов (ЛГУ), В. Г. Боголепов (Каз. ИМС), В. К. Денисенко (ВСЕГЕИ), Г. Ф. Иванова (ГЕОХИ), А. С. Крючков (МГ СССР), С. Ф. Лугов (ВИМС), А. С. Микуленко (МЦМ СССР), Л. Н. Овчинников (ИМГРЭ), М. М. Повилайтис (ИГЕМ), П. В. Покровский (УФАН СССР), Е. А. Радкевич (ДВФАН СССР), Д. В. Рундквист (ВСЕГЕИ), В. В. Сахоненок (ЛГУ), Л. Ф. Сырицо (ЛГУ), И. И. Четырбоцкая (ЦНИИГРИ), М. Г. Руб (ИГЕМ) и поручить ему:

а) издать труды II совещания;

б) составить докладные записки в МГ СССР и МЦМ СССР с главнейшими выводами и практическими рекомендациями, вытекающими из материалов I и II совещаний;

в) подготовить III совещание и решить вопрос о целесообразности дальнейшего расширения его тематики;

г) провести подготовительную работу по созданию коллективной монографии „Вольфрамовые месторождения СССР";

д) поручить оргкомитету подготовить предложения по вопросам возможной координации научно-исследовательских работ по вольфраму".

Подготовка к печати и редактирование настоящего сборника выполнены членами оргкомитета В. Ф. Барабановым, Г. Ф. Ивановой, С. Ф. Луговым, М. М. Повилайтис, В. П. Покровским, М. Г. Руб, И. И. Четырбоцкой и сотрудниками кафедры геохимии ЛГУ Н. А. Ивановой и М. Б. Рафальсон.

ЗАДАЧИ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИХ УЧРЕЖДЕНИЙ ПО РАСШИРЕНИЮ И УКРЕПЛЕНИЮ РУДНОЙ БАЗЫ ВОЛЬФРАМА

А. С. Крючков

Министерство геологии СССР

Советский Союз занимает первое место в мире по количеству запасов трехокиси вольфрама, значительно опережая в этом отношении капиталистические страны. Вольфрамовые месторождения на территории нашей страны представлены различными генетическими и промышленными типами и известны почти во всех рудных провинциях. Основные запасы вольфрамовых руд сосредоточены в Казахстане (52,2%), на Северном Кавказе (24,7%), в Восточной Сибири (9,4%), на Дальнем Востоке (9,2%) и в Средней Азии (4,4%). При этом 58,8% промышленных руд приходится на долю штокверковых месторождений, 35,5% — скарново-шеелитовых и 4,6% — жильных. Основными поставщиками вольфрамового концентрата в настоящее время являются скарново-шеелитовые и жильные вольфрамитовые месторождения. Штокверковые руды из-за сравнительно низкого содержания в них полезного компонента пока не разрабатываются. При достигнутом уровне производства выявленные советскими геологами запасы вольфрамовых руд обеспечивают работу действующих, строящихся и проектируемых предприятий на несколько десятков лет.

Вместе с тем высокие темпы развития народного хозяйства, существенная доля среди общих запасов сравнительно бедных штокверковых руд, необходимость расширения рудной базы некоторых действующих предприятий требуют от геологической службы резкого повышения эффективности использования минерального сырья и вовлечения в отработку новых месторождений, особенно характеризующихся высококачественными и легко обогатимыми рудами.

С развитием минерально-сырьевой базы представления о качестве и масштабах месторождений полезных ископаемых и требования к ним горнодобывающей промышленности периодически меняются. Это в полной мере относится и к месторождениям вольфрама. Так, в настоящее время к качеству вольфрамовых руд предъявляются следующие требования: для месторождений мелких и средних по масштабу желательно содержание трехокиси вольфрама в рудах не менее 1%, для крупных месторождений, пригодных для открытой разработки, — порядка 0,5%. Однако средние содержания трехокиси вольфрама в рудах отдельных месторождений могут варьировать в широких пределах и промышленное значение месторождений в каждом конкретном случае определяется экономическими расчетами. Месторождения, которые в недалеком прошлом считались крупными, теперь должны быть отнесены к разряду мелких.

Учитывая происшедшие изменения в минерально-сырьевой базе вольфрама и требованиях горнодобывающей промышленности, можно рекомендовать следующие градации вольфрамовых месторождений по их масштабам (в тыс. *т* трехокиси вольфрама): мелкие и не имеющие самостоятельного промышленного значения — меньше 10, средние 10—100, крупные 100—200, очень крупные 200—500, уникальные свыше 500.

В соответствии со стоящими перед геологической службой задачами, начиная с текущего пятилетия, объемы геологоразведочных работ на вольфрам систематически увеличиваются. Если в предыдущем пятилетии (1961—1965 гг.) эти затраты составили 18 млн. руб., то на текущее пятилетие (1966—1970 гг.) запланировано произвести работ на сумму 33 млн. руб., а в последующие пять лет (1971—1975 гг.) объем ассигнований на вольфрам возрастет до 45—50 млн. руб.

Естественно, эти значительные средства должны быть использованы с максимальной эффективностью. В связи с этим в первую очередь необходимо устранить недостатки в геологоразведочных работах на это полезное ископаемое, наиболее существенными из которых являются следующие.

1. Низкая эффективность поисковых работ и недостаточное количество новых объектов для постановки поисково-разведочных работ, что в значительной степени связано с отсутствием серьезного научного обоснования для выбора районов, перспективных для поисков вольфрамовых месторождений.

2. Неоправданно большие затраты времени и средств на оценку вновь выявленных и ревизуемых объектов, что отчасти обусловлено отсутствием надежных геологических критериев определения перспективности рудопроявлений на начальных этапах их изучения.

3. Наличие методических ошибок при разведке вольфрамовых месторождений, что в значительной степени связано с недостаточным изучением и учетом в процессе разведки геологических особенностей месторождения.

Учитывая вышеизложенное, можно сформулировать следующие основные задачи геологоразведочной службы по вольфраму на текущее и предстоящее пятилетия.

1. Выявление новых месторождений, обладающих богатыми рудами, в экономически благоприятных районах.

2. Увеличение и улучшение сырьевой базы действующих вольфрамодобывающих предприятий.

3. Оценка комплексности вольфрамовых руд с целью наиболее полного извлечения заключенных в них компонентов.

4. Повышение достоверности оценки разведываемых месторождений.

5. Повышение эффективности поисковых и разведочных работ.

В настоящее время поиски и разведка вольфрамовых месторождений сосредоточены в известных вольфрамоносных районах: Северном Кавказе, Центральном Казахстане, Узбекской и Таджикской ССР, Приморском крае и Магаданской области, а в пределах этих регионов — на известных объектах. Новые районы и объекты еще слабо охвачены исследованиями. В то же время даже небольшой опыт последних лет показывает, что в тех районах, где внимание геологов привлечено к проблеме рудной базы вольфрама, положительные результаты не заставляют себя ждать.

В ряде районов Союза, включая и новые вольфрамоносные районы, в последнее время выявлен ряд интересных объектов, заслуживающих постановки поисково-разведочных работ. Так, в Приладожье были выявлены шеелитоносные скарны с содержанием трехокиси вольфрама по-

рядка 1,0—2,0%. И хотя рудопроявление, по-видимому, не представляет промышленного интереса, сам факт такой находки должен привлечь внимание к этому району. В Центральном Таджикистане обнаружено новое перспективное скарново-шеелитовое месторождение Канязское. В Хабаровском крае выявлены интересные рудопроявления в Баджальском хребте и в бассейне р. Амгунь, представленные зонами вольфрамоносных грейзенов в гранитах и вольфрамосодержащих метасоматитов среди песчаников и алевролитов. В Амурской области, в бассейне р. Омутной, на новом Сергеевском месторождении, представленном кварцевыми жилами в гранитоидах, в настоящее время проводятся поисково-разведочные работы. В Магаданской области, к западу от Чаунской губы, найдено перспективное рудопроявление Эльвеней, представленное свитой маломощных кварцевых жил с вольфрамитом. Промышленная ценность указанных рудопроявлений пока еще не ясна. Не исключено, что часть из них после проведения необходимых работ окажется промышленно интересной.

Все эти находки свидетельствуют о том, что фонд так называемых „легко открываемых месторождений" вольфрама далеко не исчерпан. Необходимо привлечь научные организации к проблеме поисков новых месторождений этого полезного ископаемого. Научные же исследования, направленные на укрепление сырьевой базы вольфрама, еще не получили должного развития. В настоящее время они проводятся в совершенно недостаточном объеме. В 1968 г. в институтах системы Министерства геологии СССР исследования, связанные с изучением вольфрамовых месторождений, проводились всего по 6 темам. Недостаточно также уделяется внимания этому полезному ископаемому институтами академий наук и научно-исследовательскими секторами учебных заведений. Ленинградский университет в этом отношении является приятным исключением.

Больше, но тоже недостаточно внимания уделяется вольфрамовым месторождениям тематическими партиями и экспедициями производственных геологических организаций. В то же время в ряде территориальных геологических управлений тематические партии и экспедиции по составу кадров и уровню исследований вплотную приблизились к самостоятельным научным учреждениям и могут составить серьезную конкуренцию институтам.

В целом исследования; проводимые на вольфрам, не охватывают ни основных вольфрамовых районов, ни наиболее перспективных типов вольфрамовых месторождений. В сложившейся обстановке геологоразведочная служба вправе ожидать от геологических научных учреждений вне зависимости от их ведомственной принадлежности конкретной помощи в решении стоящих перед нею задач. Для геологоразведочных работ главной задачей по вольфраму является выявление новых промышленных объектов. Это может быть достигнуто как путем открытия новых месторождений, так и за счет оценки или переоценки известных рудопроявлений. Фонд таких рудопроявлений насчитывает сотни объектов. Второй задачей является укрепление и качественное улучшение рудной базы действующих предприятий. Отсюда, по нашим представлениям, научные исследования должны быть сосредоточены на решении следующих основных вопросов.

1. Выявление закономерностей размещения и прогнозирование площадей возможного распространения вольфрамового оруденения с целью определения направления поисковых работ.

2. Разработка петрографических, петрохимических, геохимических и других критериев поисков вольфрамовых месторождений различных типов и формаций, основанных на всестороннем изучении характера свя-

зи вольфрамового оруденения с магматизмом и особенностями процесса рудообразования.

3. Детальное изучение факторов образования и размещения рудных тел в пределах известных рудных полей и месторождений, а также выявление зональности, минеральных парагенезисов и особенностей локализации богатых руд, что должно способствовать увеличению рудной базы действующих горнодобывающих предприятий.

4. Разработка критериев поисков богатых вольфрамовых руд и изучение возможности обнаружения новых типов руд.

5. Выявление геологических критериев перспективной и промышленной оценки новых месторождений и известных рудопроявлений на начальных стадиях их изучения.

6. Повышение эффективности и надежности поисковых работ, включая расширение и более эффективное применение геофизических методов.

7. Оценка перспектив выявления и использования вольфрамовых россыпей.

8. Разработка критериев сравнительной экономической оценки вольфрамовых месторождений с целью отбора объектов для первоочередной разведки.

Естественно, решение вопросов прикладного значения должно сопровождаться общетеоретическими исследованиями, направленными на разработку проблем источников вольфрамового оруденения, природы рудообразующего раствора, условий переноса и отложения вольфрама, связи оруденения с магматизмом, механизма формирования рудообразующих структур и др. Также необходимо расширение экспериментальных исследований по рудообразованию.

Научные исследования должны завершаться такими практическими рекомендациями, которые могут быть непосредственно использованы производственными геологическими организациями. Кроме того, исследователь должен ставить перед собой задачу определить условия применимости (использования) и надежность предлагаемых рекомендаций, критериев. Например, если выдвигается какой-либо перспективный район для постановки поисковых работ, то он должен быть достаточно локальным. На слабо изученных территориях он не должен превышать размеры планшета масштаба 1 : 200 000, на хорошо изученных — масштаба 1 : 50 000. Конкретная геологическая структура, выдвигаемая в качестве перспективной, также должна быть достаточно ограниченной.

Нередко в результате научного исследования выдвигаются критерии, полученные при исследовании одного объекта или одного района. Закономерности должны выявляться на материале достаточно большом, способном обеспечить надежность полученных выводов. Обязательным элементом законченного исследования должна быть объективная оценка самим исполнителем степени достоверности выдвигаемых положений и определение условий их возможного эффективного практического применения.

По-видимому, следует как-то упорядочить апробацию и передачу для внедрения результатов научных исследований. Известно, что проверка рекомендаций, как правило, стоит значительных средств и усилий и производится геологами-производственниками. Ученый при этом никогда не несет ответственности. Возможно, в этом кроется одна из главных причин того, что рекомендации и прогнозы ученых проверяются медленно и далеко не всегда.

Представляется, что научные исследования в первую очередь надо сосредоточить в заведомо вольфрамоносных районах — на Северном Кавказе, Урале, Средней Азии, Центральном и Восточном Казахстане,

в Алтае-Саянской горной стране, Забайкалье, Дальнем Востоке, Якутии и на Северо-Востоке. Одновременно должна привлечь внимание проблема выявления новых промышленных вольфрамоносных районов (Украина, Северо-Запад РСФСР, Енисейский кряж, Полярный и Приполярный Урал и возможные другие).

В ближайшие годы общий объем научных исследований по вольфрамовым месторождениям должен быть увеличен. Силами научно-исследовательских институтов системы Министерства геологии и тематических экспедиций территориальных геологических организаций должны быть поставлены исследования по оценке вольфрамоносности и определению направления поисковых работ во всех основных вольфрамоносных районах. К этому необходимо также привлечь организации академий наук и научно-исследовательские секторы учебных заведений. Все это вызывает необходимость четкой координации научных исследований по вольфраму и определения первоочередных задач, на которых должна сосредоточить свое внимание каждая научно-исследовательская организация.

Постановление ЦК КПСС и Совета Министров СССР от 24 сентября 1968 г. № 760 „О мероприятиях по повышению эффективности работы научных организаций и ускорению использования в народном хозяйстве достижений науки и техники" создает благоприятные условия для намечаемых научных исследований и требует всемерного повышения их эффективности, сосредоточения внимания на основных проблемах, ускорения реализации полученных результатов, улучшения организации научных исследований. Это наша основная задача.

Было бы очень хорошо, если бы участники совещания в своих сообщениях и выступлениях выдвинули свои предложения и пожелания по осуществлению действенной помощи геологоразведочной службе в решении стоящих перед ней задач по поискам и оценке месторождений вольфрама и привели примеры успешной реализации результатов научных исследований.

ОСВОЕНИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ ВОЛЬФРАМА И НЕРЕШЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ В ЭТОЙ ОБЛАСТИ

А. С. Микуленко

Министерство цветной металлургии СССР

В своем докладе мы коснемся некоторых экономических вопросов развития вольфрамовой промышленности в нашей стране и тех проблем, которые возникают при эксплуатации вольфрамовых месторождений.

Всем известно, какое огромное значение имеет вольфрам в развитии современной промышленности. Основными потребителями вольфрама ныне являются черная металлургия, использующая его для производства жаропрочных, конструкционных и инструментальных сталей, цветная металлургия — для производства твердых сплавов, проката из металлического вольфрама, вольфрамовой проволоки, валков для прокатных станов малых размеров, электротехническая промышленность — в основном для проволоки, автомобильная и тракторная промышленности — в контактах для моторов. Стойкость деталей, изготовляемых из вольфрама, в десятки и сотни раз превышает стойкость тех же деталей,

изготовленных из стали. По мере роста названных отраслей промышленности потребление вольфрама неуклонно возрастает. Только на производство твердых сплавов расходуется не менее 35—37% всего вольфрама, потребляемого народным хозяйством.

Как неоднократно сообщалось в печати, Советский Союз располагает наибольшими запасами вольфрамовых и вольфрамо-молибденовых руд, в основном представленных шеелитом и молибденитом, что позволяет развить производство вольфрамовых концентратов до полного обеспечения возрастающих потребностей страны.

Месторождения СССР отличаются минералогическим составом руд и сравнительно бедным содержанием в них вольфрама, а также расположением отдельных месторождений в малоосвоенных районах или на значительных высотных отметках над уровнем моря, что требует повышенных затрат на их освоение.

Производство вольфрамовых концентратов в капиталистических странах сравнительно невелико, что объясняется как природными ресурсами, так и развитием производства молибденовых концентратов (особенно в США и последние годы в Канаде), позволяющих заменять во многих марках специальных сталей вольфрам молибденом.

К настоящему времени в СССР из числа разведанных вольфрамовых месторождений в эксплуатации находится примерно 20% с запасами в них около 35% от общих учтенных в фондах. Некоторые вольфрамовые предприятия, построенные 25—30 лет назад, отработаны, часть месторождений находится в стадии доработки.

Ближайшей задачей геологических организаций является детальное изучение прилегающих к действующим предприятиям районов, расширение геологоразведочных работ с целью увеличения запасов руд, продления жизни предприятий. Нужно иметь в виду, что строительство вольфрамовых предприятий характеризуется затратами примерно 15—20 млн. руб. на 1 млн. добычи и переработки руды, поэтому наличие запасов вблизи уже построенных предприятий позволяет сохранить значительные средства на строительство и освоение новых предприятий.

Приятной неожиданностью в последние годы была разведка уникального по содержанию трехокиси вольфрама шеелитового месторождения Восток-2, на базе запасов которого строится предприятие, значительно увеличивающее производство вольфрамовых концентратов. Подготавливаются к промышленному освоению Инкурское штокверковое и Спокойнинское месторождения, наращиваются мощности на Тырныаузском и Ингичкинском предприятиях.

Увеличение ассигнований на геологоразведочные работы на вольфрам, поиски и разведка в разных районах страны, привлечение новых геологических организаций к работам на вольфрам должны выдвинуть некоторые требования к разведочным организациям, позволяющие наиболее рационально использовать выделяемые на разведку средства.

Изучение и разведка в первую очередь должны вестись в районах, имеющих разветвленную сеть железных или автомобильных дорог, источники снабжения электроэнергией.

Для небольших по масштабам месторождений с подземным способом отработки требуется сравнительно высокое содержание полезного компонента.

Для крупных штокверковых или скарновых месторождений рентабельная отработка и снижение удельных затрат на единицу строящихся мощностей возможны только при больших масштабах добычи руд (примерно несколько миллионов тонн руды в год).

Необходимо комплексное изучение разведываемых руд. Сопутствую-

щие металлы могут значительно повысить экономические показатели, а использование местных стройматериалов снизит стоимость строительства.

Действующими предприятиями совместно с научно-исследовательскими институтами разработаны и освоены эффективные технологические схемы переработки различных руд с достаточно высокими показателями по извлечению как вольфрама (85—87%), так и сопутствующих металлов: меди, висмута, рассеянных и редких металлов, — что позволяет при крупных объемах производства эксплуатировать сравнительно бедные руды.

Совместные усилия геологических организаций, организаций Министерства цветной металлургии СССР с разумным использованием работ научно-исследовательских институтов и исследовательских отделов учебных институтов позволят рационально решить задачи значительного роста производства вольфрамовых концентратов в ближайшие годы с минимальными затратами на строительство новых и расширение действующих предприятий.

К ГЕОХИМИИ ВОЛЬФРАМА

В. Ф. Барабанов

Ленинградский государственный университет

Светло-серый металл вольфрам — один из самых тяжелых (19,3) и тугоплавких (3410° С) элементов периодической системы Менделеева. Его исключительные физические свойства: высокая электронная эмиссия при накаливании металла, доходящая до 1690 *ма/см*^{2} при 2427° С, большая мощность энергии, излучаемой поверхностью раскаленного металла, достигающая 245 *вт* при 3030° С, низкое давление пара, изменяющееся в интервале температур 1530—2730° С всего от $1{,}93 \cdot 10^{-15}$ до $6{,}55 \cdot 10^{-5}$ *мм рт. ст.*, малый коэффициент термического расширения ($4{,}4 \cdot 10^{-6}$ в интервалах от 20 до 300° С) и способность давать весьма ценные по своим свойствам сплавы и интерметаллические соединения со многими металлами — делают вольфрам издавна незаменимым материалом для изготовления нитей ламп накаливания с рабочей температурой до 2200° С и электронагревателей — до 2000° С, для производства быстрорежущих (до 2000 *м/мин*) качественных сталей и карбид-сплавов. Для этих целей одна металлургия потребляет ныне до 95% всего добываемого вольфрама. В последнее время вольфрам идет на изготовление различных деталей высоковакуумных усилителей, катодов генераторных ламп, эмиссионных и газоразрядных трубок, выпрямителей высокого напряжения, антикатодов и катодов рентгеновских трубок, контактов и вводных проводников в электровакуумных приборах и т. п. Он используется также в роторах гироскопов и в виде сплава 85% W + 10% Ni + + 5% Cu как защита от радиоактивных излучений, лучшая, чем Pb (Пикаев, 1961). В целом вольфрам ныне стал важным стратегическим металлом.

Вольфрамовый ангидрид WO_3 открыл в 1781 г. знаменитый шведский химик Карл Вильгельм Шееле (1742—1786),* обрабатывая мине-

* К. В. Шееле геохимики редко вспоминают в наше время, хотя именно он за свою короткую жизнь подготовил науке открытие целого ряда элементов и в том числе марганца, бария, хлора, молибдена, кислорода и азота, первооткрытие которых связывается обычно лишь с именами И. Г. Гана, Г. Дэви, Г. Муассана, Д. Пристли и Д. Резерфорда.

рал тунгстен, названный впоследствии шеелитом, различными кислотами. Металлический вольфрам был выделен через два года (1783) братьями Х. Х. и Ф. д'Эльхуяр путем восстановления WO_3 углеродом.

К настоящему времени вольфрам и его соединения довольно хорошо изучены. Однако геохимия вольфрама остается весьма мало исследованной.

1. Вольфрам — элемент VI группы периодической системы Менделеева. Его порядковый номер 74, атомный вес 183,92. Природный вольфрам представляет собой смесь пяти устойчивых изотопов. В ядерных реакторах по реакциям (n, γ), кроме того, получены три искусственных радиоактивных изотопа (табл. 1).

Таблица 1

Изотопы вольфрама

Изотопы	Природные, в % от суммы встречающихся	Искусственные, $T_{1/2}$ (период полураспада)	Изотопы	Природные, в % от суммы встречающихся	Искусственные, $T_{1/2}$ (период полураспада)
W_{180}	0,135	—	W_{184}	30,64	—
W_{181}	—	185 дней	W_{185}	—	74,5 дней
W_{182}	26,41	—	W_{186}	28,41	—
W_{183}	14,4	—	W_{187}	—	23,85 ч

Вольфрам кристаллизуется в объемноцентрированной кубической решетке с $a = 3{,}1586 \kappa X$. Его атомный радиус, равный 1,41 Å, довольно близок к размерам атомов Al, Zn, Nb, Mo, Tc, Ru, Rh, Pd, Te, J, Ta, Re, Os, Ir, Pt, Sn и U. Ионные радиусы: W^{4+} — 0,68 Å, W^{6+} — 0,65 Å. Они близки соответственно: W^{4+} — ионным радиусам V^{3+}, Mn^{3+}, Fe^{2+}, Co^{2+}, Ni^{2+}, Zn^{2+}, Ge^{2+}, Mo^{4+}, Tc^{4+}, Ru^{4+}, Rh^{3+}, Rd^{3+}, Sn^{4+}, Te^{4+}, Ta^{5+}, Re^{4+}, Bi^{5+}, At^{6+}; W^{6+} — ионным радиусам V^{4+} и V^{5+}, Mn^{4+}, Fe^{3+}, Co^{4+}, Ni^{3+}, Ga^{3+}, As^{3+}, Nb^{5+}, Mo^{6+}, Sb^{5+}, J^{5+}, Re^{7+}, At^{7+}.

С учетом близости некоторых других геохимических свойств элементов в решетках природных вольфраматов, кроме хорошо известных Sc, Mo, Pb, Ta, следует ожидать присутствия Si, Al, V*, Ga, As, Ti, In, Sb, Bi, Re, At и некоторых других элементов. Радиус пятивалентного иона W^{5+} пока остается неизвестным.

Электронная конфигурация атома

$$1s^2 2s^2 2p^6 3s^2 3p^6 3d^{10} 4s^2 4p^6 4d^{10} 4f^{14} 5s^2 5p^6 5d^4 6s^2,$$

конфигурация валентных электронов $5d^4 6s^2$. Потенциалы ионизации в *эв*: $(W^0 - W^+)$ 7,98, $(W^+ - W^{2+})$ 17,7, $(W^{2+} - W^{3+})$ 24,08, $(W^{3+} - W^{4+})$ 35,36. Электродный потенциал вольфрама E_0 в два раза меньше потенциала молибдена и составляет всего лишь 0,09 *в*.

В соответствии с расположением энергетических уровней атомных орбиталей (Барнард, 1968) у вольфрама в сравнении с молибденом наблюдается большое различие, оно выражается в том, что при сравнительном постоянстве уровней энергий 4s, 4p, 5s, 5p и 6s-орбиталей уровни энергий 4d, 4f и 5d-орбиталей вольфрама значительно ниже уровней энергий аналогичных орбиталей молибдена. Вследствие этого у вольфрама энергетический уровень 4d намного ниже уровня 5s, хотя у мо-

* Замещение вольфрама ванадием в решетке шеелита недавно установлено методом ЭПР (Mahootian и др., 1968).

либдена они почти равны. Уровень энергии 4f-орбитали у вольфрама ниже уровней 5p, 5d и 6s-орбиталей, в то время как у молибдена он намного выше их. Наконец, уровень энергии 5d-орбитали у вольфрама ниже уровня энергии 6s-орбитали, а у молибдена — выше. В результате этого энергетическая схема уровней атомных орбиталей у молибдена выглядит так:

$$2s-2p-3s-3p-3d-4s-4p-\underbrace{4d-5s}_{\text{близки}},$$

а у вольфрама

$$2s-2p-3s-3p-3d-4s-4p-4d-\underbrace{5s-4f-5p}_{\text{близки}}-5d-6s.$$

В молибдените мы имеем анизодесмическую сложную структуру с ковалентно-металлической связью внутри слоя и остаточной связью между слоями.

В шеелите имеет место сочетание деформированных тетраэдров WO_4 с полиэдрами CaO_8, образующее структуру, близкую к циркону и ангидриту (Поваренных, 1966).

В ферберите ионы Fe^{2+} и W^{6+} занимают соответственно половину октаэдрических полостей в слабо деформированной плотнейшей гексагональной решетке, сложенной ионами кислорода (Ülkü, 1967). Цепочки зигзагообразно соединенных октаэдров $(Mn, Fe)O_6$ и WO_6, вытянутые вдоль оси *c*, составляют основу структуры вольфрамита (Поваренных, 1966).

2. Химия вольфрама очень сложна. Эта сложность определяется тем, что вольфрам может проявлять валентность +1, +2, +3, +4, +5 и +6. В высших валентных состояниях, как отмечалось выше, он обладает кислотными свойствами, в низших — основными. Низшие степени окисления вольфрама неустойчивы: двух- и одновалентный вольфрам известен лишь в виде галогенидов. В некоторых соединениях (например, в окислах) вольфрам одновременно может находиться в нескольких валентных состояниях (Пикаев, 1961).

Вольфрам обладает также большой склонностью к комплексообразованию, вследствие чего среди соединений вольфрама широко известны различные высокомолекулярные гетерополисоединения, аквополисоединения и изополисоединения.

В настоящее время более или менее детально изучены следующие соединения вольфрама: фториды — WF_6; хлориды — WCl_6, WCl_5, WCl_4, WCl_3, WCl_2, WCl; бромиды — WBr_6, WBr_5, WBr_2; йодиды — WJ_4, WJ_2; сульфиды — WS_3, WS_2; окислы — WO_3, $W_{10}O_{29}$, W_4O_{11}, WO_2. Свойства некоторых из них приведены в табл. 2.

Важнейшими соединениями вольфрама являются вольфраматы, производные вольфрамового ангидрида WO_3. Среди них выделяют нормальные вольфраматы, метавольфраматы и паравольфраматы. В нормальных вольфраматах на одно основание приходится одна частица вольфрамового ангидрида: $M_2O \cdot WO_3 = M_2WO_4$. В метавольфраматах это отношение равно 1 : 4: $M_2O \cdot 4WO_3 = M_2W_4O_{13}$. В паравольфраматах на $5M_2O$ приходится $12WO_3$: $5M_2O \cdot 12WO_3 = M_{10}W_{12}O_{41}$.

В действительности же состав мета- и паравольфраматов оказывается более сложным, так как они всегда содержат воду, часть которой, по-видимому, является конституционной. На основании изоморфизма метавольфраматов с солями гетерополикислот формулу метавольфраматов следует утроить и писать в виде $M_6[H_2W_{12}O_{40}]$, формула же паравольфрамата соответственно примет вид $M_{10}H_{12}W_{42}$.

Существование в растворах при нормальных условиях той или иной формы вольфрамат-ионов определяется прежде всего кислотностью — щелочностью среды. Так, в щелочных растворах со значениями pH до 8 имеет место равновесное существование моновольфрамат-ионов: $2H^+ + [WO_4]^{2-} \rightleftarrows H[WO_4]^- + H^+$. В области значений pH от 8 до 6 начинается образование гексавольфрамат-ионов: $6[WO_4]^{2-} + 7H^+ \rightleftarrows 6H[WO_4]^- + H^+$; $6\,H[WO_4] + H^+ \rightleftarrows [HW_6O_{21}]^{5-} + 3H_2O$. В кислых растворах при значениях pH от 6 до 4 устойчивы лишь ионы $[HW_6O_{21}]^{5-}$, которые при дальнейшем понижении pH в сильно разбавленных растворах превращаются в триводородогексавольфрамат-ионы $[HW_6O_{21}]^{5-} + 2H^+ \rightleftarrows [H_3W_6O_{21}]^{3-}$, а в концентрированных растворах — в додекавольфрамат-ионы

$$2\,[HW_6O_{21}]^{5-} + 4H^+ \rightleftarrows [H_2W_{12}O_{40}]^{6-} + 2H_2O.$$

„паравольфрамат-ионы" „метавольфрамат-ионы"

Таким образом, при повышении концентрации водородных ионов в растворе вольфрамат-ионы эволюционируют в направлении образования водородовольфрамат-ионов:

$$[WO_4]^{2-} \rightarrow H[WO_4]^- \rightarrow [HW_6O_{21}]^{5-} \longrightarrow \begin{cases} [H_3W_6O_{21}]^{3-} \\ [H_2W_{12}O_{40}]^{6-}, \end{cases}$$

при этом в концентрированных растворах „паравольфрамат-ионы" превращаются в „метавольфрамат-ионы" (Реми, 1966).

В слабокислых и слабощелочных растворах в присутствии таких сильных окислителей, как перекись водорода, вольфрамат-ионы превращаются в пероксовольфрамат-ионы, содержащие перекисные группы $[O_2]$:

$$2\,[WO_4]^{2-} + 4H_2O_2 \rightleftarrows [W_2O_3(O_2)_4]^{2-} + 2OH^- + 3H_2O.$$

При дальнейшем повышении и концентрации H_2O_2 в растворе происходит образование тетрапероксомоновольфрамат-ионов:

$$[W_2O_3(O_2)_4]^{2-} + 2OH^- + 4H_2O_2 \rightleftarrows 2\,[W(O_2)_4]^{2-} + 5H_2O.$$

В более кислых растворах, где, как отмечалось выше, устойчивыми являются гексавольфрамат-ионы, избыток перекиси водорода приводит к образованию тетрапероксодивольфрамат-ионов:

$$[HW_6O_{21}]^{5-} + 12H_2O_2 \rightleftarrows 3\,[W_2O_3(O_2)_4]^{2} + H^+ + 12H_2O.$$

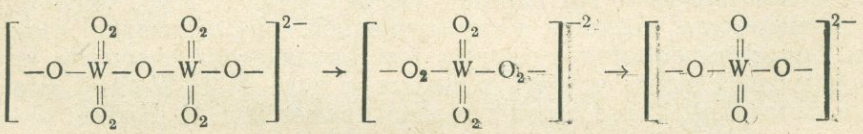
Эволюция же анионного состава вольфрамсодержащих растворов при понижении в них концентрации активного кислорода и повышении pH состоит в последовательной смене вольфрамат-ионов:

$$[W_2O_3(O_2)_4]^{2-} \rightarrow [W(O_2)_4]^{2-} \rightarrow [WO_4]^{2-}$$

$$\xrightarrow{\qquad\qquad\qquad\qquad\qquad} \text{pH}$$

$$C_{O_2} \xleftarrow{\qquad\qquad\qquad\qquad\qquad}$$

Или схематически это можно представить в виде структурных формул:



Эти формулы наглядно показывают высокое сродство вольфрама к кислороду в кислой среде, которое с увеличением щелочности среды последовательно понижается.

Вольфрамовый ангидрид в кислых растворах щелочных металлов образует соединения с кремневой, борной, фосфорной, мышьяковой и другими кислотами. Образующиеся при этом гетерополивольфраматы характеризуются тем, что число радикалов WO_3, приходящееся на одну молекулу другой кислоты, может колебаться, но никогда не превышает 12. Лежащие в их основе гетерополикислоты обладают высокой основностью, а их соли всегда кристаллизуются с несколькими молекулами воды, при этом последняя играет важную роль в структуре и гетерополикислот, и их солей. Изменение содержания воды на одну молекулу уже меняет кристаллическую структуру с кубической на тетрагональную.

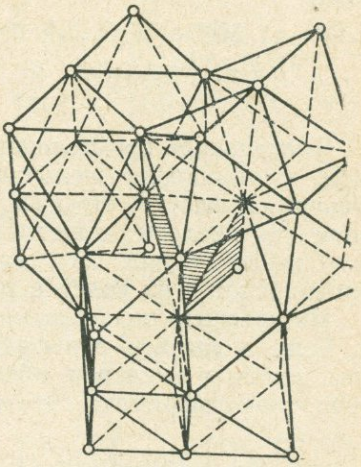


Рис. 1. Расположение октаэдров WO_6 вокруг центрального атома в гетерополикислотах типа додекавольфраматофосфорной кислоты.

На рисунке не видна расположенная сзади четвертая группа.

Рентгеноструктурный анализ показал, что кристаллы вольфраматкремневой кислоты построены следующим образом: четыре атома кислорода, окружающие центральный атом кремния, являются, в свою очередь, вершинами трех октаэдров WO_6. Таким образом, тетраэдр SiO_4 окружен двенадцатью октаэдрами WO_6. Каждый октаэдр при этом имеет по одному общему ребру с двумя соседними октаэдрами, т. е. по два общих с ним атома кислорода и два общих атома кислорода с двумя соседними октаэдрами из других групп (рис. 1). Поэтому лишь один, шестой, кислород в каждой октаэдрической группе WO_6 не связан с другими октаэдрами WO_6. Следовательно, на каждые три октаэдра WO_6, связанные с одной вершиной тетраэдра SiO_4, приходится $3(1/3 + 2/2 + 2/2 + 1) = 10$ атомов кислорода, т. е. возле каждой вершины тетраэдра SiO_4 группируется комплекс W_3O_{10}, а вокруг всего тетраэдра — $[Si[W_3O_{10}]_4]^{4-}$. Отсюда вытекает вывод, что кремневольфрамовая гетерополикислота, содержащая одну частицу H_4SiO_4 и 12 частиц WO_3, является по структуре не додекавольфраматкремневой, а тетратривольфраматкремневой кислотой $H_4[Si(W_3O_{10})_4]$.

Аналогичное строение имеют и другие гетерополикислоты: $H_5[B(W_3O_{10})_4]$; $H_4[Ge(W_3O_{10})_4]$; $H_3[P(W_3O_{10})_4]$; $H_3[As(W_3O_{10})_4]$.

Выше указывалось, что метавольфраматы типа $M_6[H_2W_{12}O_{40}]$ изоморфны с солями вольфрамовых гетерополикислот. Это дает основание считать, что и метавольфрамовая кислота является гетерополикислотной и ее истинная формула не $H_6[H_2W_{12}O_{40}] \cdot 24\,H_2O$, а $H_6[H_2(W_3O_{10})_4] \times 24\,H_2O$. Рентгеновские исследования подтвердили это (рис. 1) (Реми, 1966). Таким образом, два атома водорода ее выполняют ту же роль, что Si, B, Ge, As, P, Mo, Be в гетерополикислотах. К сожалению, остается неизвестным, на какие ионы эта кислота диссоциирует в растворах и каково соотношение этих ионов при разных значениях pH, Eh, C, t и p с уже упомянутыми ионами $[WO_4]^{2-}$, $[HWO_4]^-$, $[HW_6O_{21}]^{5-}$, $[H_3W_6O_{21}]^{3-}$, $[H_2W_{12}O_{40}]^{6-}$, $[W_2O_3(O_2)_4]^{2-}$, $[W(O_2)_4]^{2-}$. Известно лишь, что изменение числа связанных между собою кислотных остатков, т. е. кон-

денсация вольфрамовых радикалов в водном растворе, идет скачками в направлении моновольфрамат—гексавольфрамат—додекавольфрамат: $[WO_4]^{2-} \rightarrow [H_3W_6O_{21}]^{3-} \rightarrow [H_2W_{12}O_{40}]^{6-}$.

Рассмотрение приведенных формул гетерополивольфрамовых кислот показывает, что их основность тем выше, чем ниже валентность центрального иона. В связи с этим можно предполагать, что если эти гетерополикислоты устойчивы в эндогенных условиях, то при низких значениях pH можно ожидать замены двух водородов, выполняющих роль центрального атома, бериллием, и тогда ряд гетерополикислот, имеющих значение в переносе вольфрама, изобразится следующим образом:

а) $H_6[Be(W_3O_{10})_4]$; б) $H_5[B(W_3O_{10})_4]$; в) $H_4[Si(W_3O_{10})_4]$;
г) $H_3[P(W_3O_{10})_4]$; д) $H_3[As(W_3O_{10})_4]$; е) $H_2[Mo(W_3O_{10})_4]$;
ж) $H[R^{VII}(W_3O_{10})_4]$.

Высказанное предположение как будто бы находит себе подтверждение в отношении щелочных солей гетерополикислот к свободным щелочам. Известно, что избыток щелочи разлагает их полностью, в то время как кислоты, отщепляя щелочи, на комплексный анион практически не действуют. Это свидетельствует в пользу устойчивости гетерополикислот и их солей в растворах при низких значениях pH.

Интересным оказывается отношение вольфраматов к сероводороду. Если в раствор вольфраматов пропускать сероводород, то атомы серы, замещая кислород, образуют сначала оксотиовольфраматы и, наконец, тиовольфраматы. Это происходит по схеме

$$M_2\begin{bmatrix} O & & O \\ & W & \\ O & & O \end{bmatrix} \rightarrow M_2\begin{bmatrix} O & & S \\ & W & \\ O & & O \end{bmatrix} \rightarrow M_2\begin{bmatrix} O & & S \\ & W & \\ O & & S \end{bmatrix} \rightarrow M_2\begin{bmatrix} O & & S \\ & W & \\ S & & S \end{bmatrix} \rightarrow M_2\begin{bmatrix} S & & S \\ & W & \\ S & & S \end{bmatrix}$$

Из раствора тиовольфраматов при добавлении кислоты выпадает WS_3: $M_2WS_4 \rightarrow M_2S + WS_3$. В свою очередь, WS_3 при нагревании на воздухе превращается в WS_2 и далее в WO_3.

Таким образом, исключительная редкость тунгстенита WS_2 в природе обусловлена и высоким сродством вольфрама к кислороду, и химической нестойкостью сульфидов вольфрама. Последние, по-видимому, устойчивы лишь в среде, богатой сульфидами щелочей, при высокой концентрации сульфид-иона. Такая обстановка наиболее вероятна в скарновом процессе. И именно здесь обнаружены немногочисленные выделения тунгстенита в виде псевдоморфоз по шеелиту (Римская-Корсакова, Троянов, 1956).

В геохимии вольфрама традиционным является допущение о важной роли переноса этого элемента в виде галоидных соединений. Однако исследование показало, что „к числу основных свойств фторидов относится способность их к гидролизу" (Николаев, 1954, разрядка моя — *В. Б.*). При гидролизе образуются оксифториды типа WOF_4, WO_2F_2 или моногидрат трехокиси $WO_3 \cdot H_2O$. Аналогичным образом ведут себя хлориды вольфрама (Барабанов, 1961). Термодинамическая характеристика некоторых хлоридов и оксихлоридов вольфрама с дополнениями, взятыми нами из других источников, дана Г. И. Новиковым (1965) (табл. 2).

3. Распределение вольфрама в природе в последние десятилетия получило количественную характеристику. Распространенность вольфрама в космосе может быть оценена по данным исследования образцов метеоритов. Такая систематическая работа с помощью нейтронно-активационного анализа была проведена A. Amiruddin и W. D. Ehmann (1962). Полученные ими данные приведены в табл. 3. Здесь же для

Таблица 2

Термодинамическая характеристика некоторых хлоридов и оксихлоридов

Соединение	Состояние	T				25°C	
		$-\Delta H_T^0$		$-\Delta S_T^0$		$-\Delta H_{298}^0$	$-\Delta S_{298}^0$
WCl_2	Тв.	59		28		60	30
	Пар	—30		—10		—	—
WCl_4	Тв.	121		84		122	87
	Пар	83		37		—	—
WCl_5	Тв.	135	250—450°C	97	250—450°C	137	102
	Пар	117		66		—	—
$^1/_2W_2Cl_{10}$	Пар	122		72		—	—
	Тв.*	158		118		162 (163,1)	125
WCl_6	Пар	138		90		—	—
$WOCl_4$	Тв.	182		117		177,5	—
	Ж.	179		111		—	—
	Пар	162	220—350°C	79	220—350°C	—	—
WO_2Cl_2	Тв.	197		90		199,7	—
	Пар	176		61		—	—
WO_3	Тв.	202		59		200,8	61,5
H_2WO_4	—	—		—		13,70 (раств. в NaOH)	—

* $T_{пл} = 290$°C.

Таблица 3

Распространенность вольфрама в космосе (по Amiruddin, Ehmann, 1962)

Образцы	Число		Распространенность W, z/m
	образцов	определений	
Ахондриты	6	13	0,067
То же при содержании металлической фазы, %:			
0,8	—	—	0,005—0,008*
2,5	—	—	0,078**
9,0	—	—	0,12***
Хондриты	17	32	0,14
Тектиты	5	6	1,13
Сидериты	5	5	1,16
Минералы из метеоритов:			
троилит в куске	1	1	0,020
„ в порошке	1	1	0,013
оливин	1	1	1,88

* E. Hovey (1925).
** G. T. Prior, M. H. Hey (1953).
*** W. F. Foshag (1940).

сравнения приводятся соответственные определения и других исследователей.

Распространенность атомов вольфрама в космосе по сравнению с кремнием ($Si = 10^6$), по данным различных авторов, приведена ниже:

V. M. Goldschmidt (1954) 14,5
H. E. Suess, H. C. Urey (1956) 0,49
D. H. F. Atkins, A. A. Smales (1960) 0,11
A. G. W. Cameron (1959) 0,105
D. D. Clayton, W. A. Fowler (1961) 0,20
A. Amiruddin, W. D. Ehmann (1962) (по 17 хондритам) . 0,11

Если из этой сводки исключить резко выделяющиеся данные В. М. Гольдшмидта (Goldschmidt, 1954), то средние значения атомного кларка W для космоса составят 0,2 (при $Si=10^6$). Иными словами, в космосе на каждые 5 млн. атомов кремния приходится один атом вольфрама. При этом любопытно возрастание содержания W в метеоритах по мере увеличения степени их железистости (основности?).

В земных условиях вольфрам проявляет себя несколько иначе. По данным А. П. Виноградова, Э. Е. Вайнштейна и Л. И. Павленко (1958), среднее содержание вольфрама в земных породах составляет, %: в ультраосновных — $7{,}7 \cdot 10^{-5}$ (14 образцов), в основных — $8{,}5 \cdot 10^{-5}$ (11 образцов), в средних — $1{,}99 \cdot 10^{-4}$ (8 образцов), в кислых — $2{,}4 \cdot 10^{-4}$* (8 образцов). Отсюда следует, что содержание вольфрама отчетливо зависит от содержания в породах кремнезема. Как и для молибдена, эта зависимость имеет прямолинейный характер.

Таблица 4

Содержание вольфрама в гранитах по данным различных авторов

Регион	Содержание вольфрама		Литературный источник
	$\% \cdot 10^4$	*г/т*	
Норвегия	30	30	I. и W. Noddack (1930)
Гарц (ГДР)	4	4	То же
Анды (Ю. Америка)	20	20	»
Шварцвальд (ФРГ)	83	83	G. Hevesy, R. Hobbie (1933)
Сев. Америка	1,5	1,5	E. B. Sandell (1946)
Африка	1,3	1,3	»
»	7	7,0	S. Landergren (1948)
Япония	2	2,0	R. Kuroda (1956)
Африка	1,4	1,4	P. G. Jeffery (1959)
Сев. Кавказ	2,1—4,4	3,6 (среднее)	З. В. Студеникова и др. (1960)
Япония	0,66	0,66	H. Hamaguchi и др. (1962)
Алтай	2	2,0	В. И. Сотников, Л. Г. Изюмова (1965)
Кукульбей (Забайкалье)	1,5	1,5	Г. Ф. Иванова, Е. Г. Бутузова (1968)
Индия	3,7	3,7	Y. G. Dekate (1966)

Общепринятая в настоящее время геохимическая связь вольфрама с кислыми породами является причиной сравнительно более полного изучения гранитоидов на содержание в них вольфрама. Известные нам определения сведены в табл. 4. Если исключить из нее старые определения (I. и W. Noddack, 1930; Hevesy, Hobbie, 1933) и два крайних значения, полученные в послевоенные годы (Landergren, 1948; Hamaguchi и др., 1962), то средние содержания вольфрама в гранитах отдельных регионов Европы, Азии, Африки и Америки окажутся колеблющимися в пределах от 1,3 до 3,7 *г/т*, а среднее из всех этих данных будет близко к 2,0 *г/т*. Вероятно, эта цифра в настоящее время и будет характеризовать среднее содержание вольфрама в гранитах земной коры. Отсюда весовой кларк вольфрама в земных гранитах можно принять в настоящее время равным $2 \cdot 10^{-4}\%$.

Следует заметить, что содержание вольфрама в стандартном граните G-1 из Westerly, Rhode Island, США, принятом ныне в качестве

* В более поздней обобщающей работе А. П. Виноградова (1962) для гранитов содержание вольфрама дается в количестве 1,5 *г/т* ($1{,}5 \cdot 10^{-4}\%$).

геохимического эталона, составляет лишь 0,375 *г/т*, т. е. в пять раз ниже выведенного выше кларка для гранитов.

В стандартном диабазе W-1 из Centerville, Вирджиния, США, содержание вольфрама, по данным Геологической службы США, составляет 0,495 *г/т*. Этот же диабаз был анализирован A. Amiruddin и W. D. Ehmann (1962) с результатом 0,265 *г/т*. Содержание вольфрама в обсидианах по данным тех же исследователей оказалось в несколько раз более высоким и колебалось от 0,83 (риолитовое стекло из Аризоны) до 1,60 *г/т* (образец из Big Glass Mountain). Наконец, еще более высоким (1,67 *г/т*) оказалось содержание вольфрама в стеклообразной массе с западного побережья Тасмании, которая, как полагают, образовалась в результате удара метеорита.

Старые данные (I. и W. Noddack, 1930; Hevesy, Hobbie, 1933; Lundegardh, 1946) о содержании вольфрама в основных и в ультраосновных породах (кимберлиты, базальты, габбро и нориты) в пределах от 3 (кимберлиты) до 20 *г/т* (базальты) вольфрама, по-видимому, не верны. Они превышают в 4—20 раз значения, приводимые для соответствующих пород А. П. Виноградовым и др. (1958).

Для земных осадочных пород этими же авторами установлено, что в пробе, составленной из 7614 образцов глин различных возрастов Русской платформы, содержание вольфрама оказалось равным $1{,}8 \cdot 10^{-4}$, а молибдена — $7{,}4 \cdot 10^{-5}$%.

В сложной смешанной пробе песков, составленной из 6107 образцов, вольфрама оказалось $1{,}6 \cdot 10^{-4}$, а молибдена — $4 \cdot 10^{-5}$%. Эти данные, по мнению названных исследователей, „указывают на бо́льшую подвижность молибдена в процессах выветривания изверженных горных пород, чем вольфрама" (стр. 407).

Однако изучение опорного разреза Северного Сихотэ-Алиня по линии Комсомольск-на-Амуре — Советская Гавань, проведенное сотрудниками Дальневосточного геологического института (Говоров, Моисеенко, Михайлов, Недашковский, 1966), показало, что в терригенных и глинистых осадках мезозоя в направлении от верхнего триаса к мелу наблюдается прогрессирующее накопление вольфрама и молибдена с максимальной концентрацией до $100 \cdot 10^{-4}$% вольфрама и до 40×10^{-4}% молибдена в осадках меловой флишоидной формации.

В осадочных породах мезо- и кайнозоя геосинклинальной зоны Северного Кавказа, по данным З. В. Студениковой и М. И. Глинкиной (1964), W и Mo присутствуют в количествах, превышающих их среднее содержание в интрузивных (2,2 *г/т*) и эффузивных (2,9 *г/т*) породах. При этом W практически отсутствует в песчаниках; в сланцах его содержание не превышает 3 *г/т*, но зато резко повышается в карбонатных породах. Таким образом, карбонатные осадки аккумулируют вольфрам.

В. И. Кобиашвили (1964) нашел, что в горных породах Грузии содержание WO_3 колеблется в пределах от $n \cdot 10^{-4}$ до $n \cdot 10^{-3}$%. Присутствие WO_3 связано с проявлением мезо-кайнозойского вулканизма, поэтому он фиксируется прежде всего в различных измененных постмагматическими процессами породах. В осадочных же породах вольфрам отмечается редко.

В самые последние годы появились данные о содержании вольфрама в современных морских осадках. Так, М. Ф. Пилипчук и И. И. Волков (1966) исследовали распределение вольфрама в верхнем слое осадков Черного моря. Оно изменяется от $1{,}2 \cdot 10^{-3}$ до $16{,}1 \cdot 10^{-3}$% WO_3, при этом в песках и ракушечниках — 3,8, в алевритах — 7,9, в глинистых илах — 5,6, в глинисто-известковистых илах — $6{,}0 \cdot 10^{-3}$% WO_3. По мнению авторов, распределение вольфрама определяется

формой миграции в морской воде и гидродинамическим режимом моря.

Очень интересные данные приводят A. Amiruddin и W. D. Ehmann (1962). Они определили содержание вольфрама в глубоководных осадках центральной части Тихого Океана (к западу от Гонолулу, Гавайские острова, координаты 19°02′ сев. шир., 177°18′ зап. долг.) и установили, что оно весьма велико и, кроме того, увеличивается с глубиной. В интервале 12—16 *см* от дна океана содержание вольфрама составляло 3,18 *г/т*, в интервалах 56—60 *см* — 4,61 *г/т*; 214—218 *см* — 4,92 *г/т*, 369—373 *см* — 5,35 *г/т*. Определения возраста осадков показывают, что слой с глубины 12—16 *см* от уровня дна океана образовался около 100 000 лет назад, а слой на глубине 56—60 *см* от уровня современного дна — примерно 510 000 лет назад. Более глубоко залегающие слои, естественно, являются еще более древними. Авторы полагают, что резкое обогащение глубоководных осадков вольфрамом есть следствие „подметания" вольфрама в процессе современного литогенеза.

4. Еще меньше известно в данный момент об условиях концентрации и рассеяния вольфрама в природе. А. Е. Ферсман (1959), по-видимому, был одним из первых, кто высказал мысль о высокой степени рассеяния вольфрама в природе. Он писал: „Высокий кларк подсказывает, что вольфрам, очевидно, не только связан в породах в виде шеелита и вольфрамита, но и входит в чужие решетки, особенно Ti, Nb, Ta и, может быть, сульфидов" (стр. 277).

Действительно, присутствие вольфрама обнаружено ныне во многих породообразующих и жильных минералах. Однако низкая чувствительность спектрального метода ($1 \cdot 10^{-3}$—$1 \cdot 10^{-4}$%), остающегося все еще главным аналитическим методом определения вольфрама, не позволяет дать количественную характеристику распределения рассеянного вольфрама в минералах. Спектроскопическое определение вольфрама, кроме того, осложнено понижением интенсивности его линий по мере увеличения в пробах концентрации калия, натрия, кальция, магния. Все это приводит к значительному разбросу значений даже для одних и тех же минералов (табл. 5).

Таблица 5

Содержание вольфрама в некоторых породообразующих минералах

(по данным Г. Ф. Ивановой и Y. G. Dekate)

Минерал	Содержание вольфрама, *г/т*	
	по Г. Ф. Ивановой (1967)	по Y. G. Dekate (1966)
Кварц	1,0—2,1	0,2
Микроклин	0,9—1,5	0,2—0,8
Плагиоклаз	1,0—1,2	0,8—2,8
Биотит	8,0	1,2—2,6 (гнейсы) 7,5 (аплиты)
Сфен*	16,0	—

* По данным З. В. Студениковой и др. (1960), в сфенах из лейкократовых гранитов содержание вольфрама достигает 78 *г/т*.

Содержание W в некоторых тантало-ниобатах из пегматитов южной Норвегии спектроскопически определялось I. Oftedal (1961) (табл. 6). По его данным, среднее содержание W во всех исследованных минералах составляло 0,5—0,6% и не зависело от содержания ниобия и тантала.

В. И. Сотников и Л. Г. Изюмова (1965) отметили резкое (до 190 *г/т*) увеличение содержания вольфрама в грейзенизированных гра-

нитах Горного Алтая. Они полагают, что измененные таким образом граниты могли бы явиться источником вольфрама в процессе формирования кварц-вольфрамитовых месторождений. Аналогичные наблюдения сделаны Н. П. Заболотной и др. (1962). Однако форма нахождения вольфрама в грейзенах, кроме видимых выделений вольфрамита и шеелита, остается неизвестной. Точно так же и в других генетических типах месторождений (магматических, пегматитовых, скарновых, осадочных и метаморфогенных) распределение W по акцессорным и породообразующим минералам, к сожалению, остается неизвестным.

Таблица 6

Содержание вольфрама в тантало-ниобатах из пегматитов южной Норвегии

(по I. Oftedal)

Минерал	Число образцов	Содержание вольфрама	
		%	*г/т*
Колумбит	19	0,1—2,0	1000—20 000
Самарскиты и иттрофлюориты	14	0,05—2,5	500—25 000
Эвксениты и бломстрандин	13	0,1—2,0	1000—20 000
Фергусонит	2	0,3—2,0	3000—20 000
Ильменорутил	7	0,1—2,0	1000—20 000

Это обстоятельство сказывается на почти полном отсутствии в литературе сведений о поведении вольфрама в различных геохимических оболочках при тех или иных геологических процессах. Даже в наиболее изученном гидротермальном процессе, как уже отмечалось выше, остаются неясными основные черты геохимии W, формы нахождения и переноса его соединений, причины образования им тех или иных соединений. Это видно на примере обсуждения причин различного поведения W и Mo в природе. В. М. Гольдшмидт (Goldschmidt, 1954) причину того, что W в гидротермальном процессе представлен в отличие от молибдена кислородными соединениями видел в разнице значений энтальпии (ΔH) и свободной энергии (ΔF) соответствующих окислов и сульфидов. Так, например, при $-\Delta F_{WO_3} = 58{,}9$ *ккал*, $-\Delta F_{WS_2} = 23{,}08$ *ккал*, $-\Delta F_{MoO_3} = 52{,}5$ *ккал* и $-\Delta F_{MoS_2} = 27{,}10$ *ккал*:

	ΔH, *ккал/г-ат.* кислор.	ΔF, *ккал/г-ат.* серы
$2WO_3—3WS_2$	—42,07	—36,02
$2MoO_3—3MoS_2$	—30,69	—23,70

Значения эти говорят в пользу большой устойчивости окислов W и сульфидов Mo.

А. С. Поваренных (1961) считает, что меньшая электроотрицательность W по сравнению с Mo обусловливает очень высокую растворимость природных молибдатов Mg, Mn и Fe и практическую нерастворимость в воде сложного природного окисла $(Fe, Mn)WO_4$. В итоге мы в природе имеем дело или с MoS_2 или с $(Fe, Mn)WO_4$.

В этом объяснении имеются следующие неточности.

1) Электроотрицательность у переходных элементов с возрастанием заряда ядра увеличивается слабо, а в силу лантанидного сжатия она у Mo и W вообще мало различается. По данным А. С. Поваренных же (1966), электроотрицательность $Mo^{6+} = 260$ *ккал/г-ат*, а $W^{6+} = 235$ *ккал/г-ат*. Современные данные (Rugaku, 1970) значений электроотрицательностей по шкале Полинга: W = 1,7, Mo = 1,8.

2) Вольфрамит и молибденит, как показывают минералогические данные (Барабанов, 1961), кристаллизуются в жилах и грейзенах из сильно минерализованных растворов при pH≪7. Таким образом, растворимость вольфрамита в воде по сути дела не имеет отношения к условиям его генезиса в природе.

По мнению Г. Ф. Ивановой и И. Л. Ходаковского (1969), „главная причина разделения минеральных форм W и Mo в природе состоит в энергетической выгодности образования ассоциаций $CaWO_4+MoS_2$; $FeWO_4+MoS_2$; $MnWO_4+MoS_2$ в системе (Ca, Fe, Mn)—W—Mo—S—O" (стр. 414).

Это объяснение подкрепляет старую идею Гольдшмидта новыми термодинамическими расчетами, но не отвечает на вопрос, почему W в природе образует преимущественно кислородные соединения, а молибден — сернистые.

По нашему мнению (Барабанов, 1970), причиной этого является существенное различие в электронной структуре атомов W и Mo. В самом деле, как отмечалось выше, валентные электроны у Mo и W находятся на двух уровнях — $(n-1)d$- и ns-орбиталях. При этом значение энергий этих орбиталей у Mo близки, а у W — отличны. Будучи экранированы слоем $4f^{14}$ электронов, валентные электроны $5d^46s^2$ атома вольфрама при окислении легче покидают атом, чем более прочно связанные электроны $4d^55s$ атома молибдена. Это хорошо видно при сравнении потенциалов ионизации атомов W и Mo:

	I_1	I_2	I_3	I_4	I_5	I_6
Mo, *эв*	7,10	16,15	27,13	40,53	55,6	71,7
W, *эв*	7,98	. . .	24,08	35,36	. . .	. . .

В итоге Mo проявляет себя прежде всего как связеобразователь, образуя ковалентные соединения с геохимически близкой ему серой в гипогенном молибдените или ионно-ковалентные связи в комплексных анионах $[MoO_4]^{2-}$ — в молибдатах, а W образует преимущественно ионно-ковалентные комплексы $[WO_4]^{2-}$ в структурах типа шеелита или существенно ионные связи в сложных окислах типа вольфрамита. Существенную роль при этом, конечно, играют значения окислительно-восстановительного потенциала минералообразующих растворов Eh. И, как отмечалось выше, лишь в условиях восстановительных, при высокой концентрации сульфид-иона $[S_2]^{2-}$ возможно образование редкого природного сульфида вольфрама — тунгстенита.

В геохимии же гидротермального процесса о вольфраме известно пока лишь то, что формой его переноса галоидные и оксигалоидные соединения, по-видимому, не являются (Барабанов, 1961, 1970; Иванова, 1967).

5. Вольфрамоворудные месторождения по главному составляющему их рудному минералу делят на вольфрамитовые и шеелитовые месторождения.

Вольфрамитовые месторождения обычно связаны с проявлением в существенно алюмосиликатной среде грейзенового процесса или в среде, богатой железом, более поздних этапов гидротермального минералообразования. Шеелитовые месторождения образуются в условиях, когда вмещающие породы обогащены кальцием, легко из них извлекаемым и активно участвующим в минералообразовании. Поэтому наиболее благоприятным для шеелитового рудопроявления процессом является скарнообразование, обычно возникающее на контакте вольфрамоносных гранитоидов и карбонатных осадочных толщ.

Минералогия вольфрамитовых месторождений благодаря трудам многих советских и зарубежных исследователей (Бек, Тейх, 1869; Hess,

Schaller, 1914; Тетяев, 1926; Ферсман, 1929; Левицкий, 1939; Смольянинов, 1940; Яковлевская, 1952; Повилайтис, 1960; Чухров, 1960; Ермилова, 1964; Щерба и др., 1964; Покровский, 1967; Leutwein, 1952; Oelsner, 1954; Stemprok, 1961; Штемпрок, 1967; Bolduan, 1954, и многие другие) довольно хорошо изучена. В результате обобщения детальных минералогических исследований, проведенных минералогами и геохимиками Ленинградского университета на месторождениях Забайкалья, Казахстана, Средней Азии и Приморья, и сопоставления этих исследований с таковыми для Саксонии в настоящее время можно дать следующую общую характеристику минералогии вольфрамитовых месторождений.

Промышленные вольфрамитовые месторождения представляют собой обычно жильные поля с большим или меньшим развитием грейзенов, заключающие в себе от нескольких единичных до ста и более жил. Мощность последних колеблется в широких пределах и достигает двух—трех метров. По простиранию жилы тянутся от нескольких метров до километра.

Жилы залегают в различных породах: в гранитоидах повышенной основности, в сланцах, в ожелезненных песчаниках, в лейкократовых материнских гранитах. В последнем случае рудные жилы отчетливо тяготеют к апикальным частям интрузии, располагаясь, как правило, близ осадочной кровли гранитов (Антонова Гора, Спокойное, Акчатау).

Возраст интрузий, с которыми связывается вольфрамовое оруденение в Саксонии и Казахстане, принимается как позднегерцинский (Щерба и др., 1964; Штемпрок, 1967), в Забайкалье — верхнеюрский—нижнемеловой (Шталь, 1958), в Приморье — от верхнего мела до эоцена (Изох, 1966). Таким образом, на евразиатском континенте в направлении с запада на восток наблюдается своеобразное „омоложение" времени проявления вольфрамового оруденения.

По условиям формирования вольфрамитоносные жилы бывают приурочены к трещинам простого (немногократного) и сложного (многократного) раскрытия. Первые характеризуются отчетливыми контактами с боковыми породами, наличием жильбертитовых оторочек, веерообразным расположением в призальбандовых участках жил крупных кристаллов вольфрамита, висмутина, берилла, параллельно-шестоватым сложением жильного кварца, обычно сохраняющим первичную друзовую текстуру. В жилах этого типа довольно много молибденита, апатита. Зоны околожильной грейзенизации здесь имеют мощность, не превышающую обычно 15—20 *см*.

Жилы многократного разверзания не имеют отчетливых контактов с вмещающими породами. Околожильные изменения возле них (грейзенизация, березитизация, окварцевание и т. п.) захватывают боковые породы до 2—3 *м*. Вследствие этого жилы порою принимают вид оруденелых зон с характерной полосчатой текстурой. В этих жилах много флюорита, кальцита, халцедоновидного кварца, сульфидов. В то же время содержание вольфрамового ангидрида, трехокиси молибдена и висмута резко снижается.

При всем кажущемся различии двух названных типов жил минералогическое исследование обнаруживает между ними и много общего (Барабанов, 1961).

Детальное минералогическое изучение вольфрамитовых месторождений позволило понять генезис многих жильных и грейзеновых минералов (Барабанов, 1961), сущность околожильной грейзенизации (Барабанов, 1965) и подойти к проблеме источника вещества жил (Барабанов, 1968).

Размеры статьи не позволяют на всех этих вопросах останавливаться вновь. Мы ограничимся поэтому приведением сводной таблицы известных ныне свойств вольфраматов (табл. 7) и сводкой минеральных парагенезисов для наиболее типичных кварц-вольфрамитовых месторождений Забайкалья, Казахстана и Саксонии, т. е. районов, где их минералогия изучена наиболее полно (табл. 8). Несколько подробнее остановимся лишь на характеристике геохимических условий кристаллизации вольфрамита и шеелита в грейзеновых и скарновых месторождениях.

Вольфрамит — главный рудный минерал жил — в грейзеновых жильных парагенезисах выделяется одним из первых. В ненарушенных пострудной тектоникой жилах всегда можно отчетливо видеть, что кристаллы его всюду росли от зальбанда жил к центру в условиях открытых, незаполненных трещин, до начала кристаллизации жильного кварца. Наличие крупных, хорошо образованных, веерообразно расходящихся от зальбанда к центру жилы пачек кристаллов вольфрамита в таких жилах свидетельствует о сравнительно спокойной обстановке, в которой происходило его отложение. В условиях быстрого роста при значительном пересыщении минералообразующих растворов вольфрамит выделяется в виде звездчатых или лучистых более мелкокристаллических масс.

После заполнения полостей жил кварцем вольфрамит оказывается полностью в нем зацементированным. Дальнейшая эволюция вольфрамита неразрывно связана с метаморфизмом сопутствующих минералов, кварца, жильбертита, флюорита и др. В процессе дробления, залечивания, истирания и перекристаллизации жильных минералов аналогичные изменения претерпевал, естественно, и вольфрамит. В большинстве друзовых полостей рудных жил, представляющих собой замкнутые жеоды, образовавшиеся путем перекристаллизации локально разрушенного жильного кварца, хорошо образованные кристаллы вольфрамита не являются новой генерацией этого минерала. Мелкие кристаллы его здесь образуются путем регенерации или перекристаллизации механических обломков первичного вольфрамита жил. Подобно этому мелкоистертый вольфрамит, сцементированный халцедоновидным кварцем, так называемый „кварц-синяк", как правило, не является „низкотемпературной" генерацией вольфрамита.

В ходе последующей кристаллизации серицита, флюорита, полевых шпатов и некоторых других минералов, т. е. при повышении pH минералообразующих растворов, вольфрамит нередко растворяется и выносится. Поэтому присутствие полевых шпатов в жилах — обычно неблагоприятный признак.

Распределение вольфрамита в жилах показывает, что выделения его на некоторых месторождениях часто приурочены к участкам гранитоидов, содержащим ксенолиты сланцев, или кварцевого порфирита, или к контакту гранитов с богатыми железом осадочными породами (железистыми песчаниками, сланцами). Меланократовые участки пород, вмещающих жилы, будучи осадителями вольфрама, напротив, являются, таким образом, благоприятными местами для локализации вольфрамитового оруденения.

В ряде жил наблюдается также постепенное уменьшение содержания WO_3 в направлении снизу вверх. Это можно объяснить тем, что вольфрамоносные растворы, двигаясь снизу вверх и реагируя с вмещающими породами, постепенно теряли заключенный в них вольфрам, выпадавший в виде труднорастворимого вольфрамита.

Изучение химизма вольфрамита показывает, что не только в пределах месторождения (табл. 9), но и в пределах одной и той же жилы,

Важнейшие физические свойства природных вольфраматов

Минерал	Формула	Химический состав, %		Примеси	Сингония, пространственная группа	Отношение осей $a:b:c$; β	Параметры элементарной ячейки; Z	Оптические свойства			Твердость	Удельный вес	Спайность	Парагенезис	Примечания
		теоретический	фактический					Опт. ориентировка, $2V$, оптич. знак	Показатели преломления, отражат. способность	Цвет, абсорбция					
Ферберит	$FeWO_4$	WO_3 — 76,32 FeO — 23,68	WO_3 — 75,01[1] — 76,46[5] FeO — 21,12[5] — 22,54[1] MnO — 2,94[5] — 1,41[1]	TiO_2 — 0,00—1,80[5] Sc — 0,00—1,00[5] MgO — 0,00—1,00[5] CaO — 0,00—1,36[5] Al_2O_3 — 0,00—0,25[5] Nb_2O_5 — 0,02—0,28[5] Ta_2O_5 — 0,002—0,02[5] SiO_2 — 0,08 — 0,76[5]	Мон., $P2/c$	$a_0:b_0:c_0 = 0,826:1:0,867$[2] $\beta = 90°$[2]	$a_0 = 4,71$[1] $a_0 = 4,71$[2] $b_0 = 5,69$[1] $b_0 = 5,70$[2] $c_0 = 4,95$[1] $c_0 = 4,94$[2] $Z = 2$		$Nm = 2,40 \pm 0,02$ (Li)[1]	Черный	4,5[1]	7,41[5] — 7,53[1]	(010) — соверш.	Гематит, магнетит, пирит, шеелит, адуляр, кварц, теллуриды (Колорадо)[1]. Пирит, антимонит, киноварь, стибиоконит, кальцит, серицит, (Барун-Шивея, Забайкалье)	
Вольфрамит	(Fe, Mn) WO_4	WO_3 — 76,32—76,57 FeO — 19,0—5,0 MnO — 5,0—19,0	WO_3 — 74,21—76,60[5] FeO — 4,02—16,49[5] MnO — 6,89—18,28[5]	Nb — 0,03—1,09[5] Ta — 0,02—0,49[5] Sc — 0,000—0,0085[5] Al — 0,00—0,26	Мон., $P2/c$	$a:b:c = 0,8255:1:0,8664$[1] $\beta = 90°28'$[1] $a_0:b_0:c_0 = 0,834:1:0,869$[2] $\beta = 90°26'$[2] $a:b:c = 0,8262:1:0,8633$[1]	$a_0 = 4,78$[1] $a_0 = 4,79$[2] $b_0 = 5,73$[1] $b_0 = 5,74$[2] $c_0 = 4,98$[1] $c_0 = 4,99$[2] $Z = 2$	$Np = b$[1]; пл. OO $\perp 010$[6] $Ng : c = 17-21°$[1] $Ng : c = 17-29°$[6] $2V = +78°36'$[1]	$Np = 2,26-2,31$[1] $Np = 2,188-2,250$[6] $Nm = 2,32$[1] $Nm = 2,247-2,307$[6] $Ng = 2,42 \pm 0,02$[1] $Ng = 2,348-2,438$[6]	Коричневато-черный	4,0—4,5[1]	7,060—7,346[5]	(010) — соверш.	Молибденит, висмутин, козалит, пирит, сфалерит, халькопирит, микроклин, альбит, папиршпат, шеелит, апатит, кварц (Букука, Вост. Забайкалье)	
Гюбнерит	$MnWO_4$	WO_3 — 76,57 MnO — 23,43	WO_3 — 76,34—77,23[5] MnO — 18,89—22,87[5] FeO — 4,49—0,72[5]	Nb_2O_5 — 0,008—0,115 Ta_2O_5 — 0,002—0,016 MgO — 0,01—0,19 Al_2O_3 — 0,03—0,60 CaO — 0,02—0,92 TiO_2 — 0,005—0,068	Мон., $P2/c$	$a_0:b_0:c_0 = 0,841:1:0,863$[2] $\beta = 90°53'$[2] $\beta = 90°36' - 90°52'$[5]	$a_0 = 4,85$[2] $a_0 = 4,805-4,820$[5] $b_0 = 5,77$[2] $b_0 = 5,733-5,756$[5] $c_0 = 4,98$[2] $c_0 = 4,977-4,986$[5] $Z = 2$	$Np = b$ $2V = +75°$[1]	$Np = 2,17-2,20$[1] $Nm = 2,22 \pm 0,01$[1] $Ng = 2,30-2,32$[1]	Красновато-коричневый $Np < Nm < Ng$	4,0[1]	7,070—7,127[5]	(010) — соверш.	Пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, блеклые руды, микроклин, альбит, серицит, родохрозит, флюорит, кварц (Джида, Прибайкалье)	
Санмартинит	$ZnWO_4$	WO_3 — 76,36 ZnO — 23,64	WO_3 — 71,20—72,60[1] ZnO — 11,70—18,18[1]	FeO — 7,24—8,28[1] CaO — 1,48—6,32[1] MnO — 0,74—1,73[1]	Мон., $P2/c$	$a_0:b_0:c_0 = 0,821:1:0,864$[2] $a:b:c = 0,8004:1:0,8499$[1] $\beta = 90°28'$[1], $\beta \approx 90°$[2]	$a_0 = 4,72$[2] $b_0 = 5,75$[2] $c_0 = 4,97$[2] $Z = 2$			Коричневато-черный		6,70[1] (пикном.) 7,44[1] (вычисл.)	(010) — соверш.	Шеелит, виллемит, кварц (Сан-Мартин, Аргентина)	
Шеелит	Ca $[WO_4]$	WO_3 — 80,56 CaO — 19,44	WO_3 — 67,02—80,17[5] CaO — 21,07—19,49[5] MoO_3 — 0,01—11,70[5]	MgO — 0,05—1,67 MoO_3 — 0,07—8,23 TR — 0,00—0,3[7] Al_2O_3 — 0,00—0,36[7] SiO_2 — 0,00—0,50[7]	Тетраг., $I4_1/a$	$c:a = 1,5268$[2]	$a_0 = 5,246$[1] $a_0 = 5,25$[2] $c_0 = 11,349$[1] $c_0 = 11,40$[2] $Z = 4$ $a_0 = 5,244-5,248$[5] $c_0 = 11,374-11,391$[5] $c_0 : a_0 = 2,167-2,175$[5]	Одноосный „+"	$No = 1,936$ (Na) $No = 1,920$ (Na) $Ne = 1,930-1,944$ (Na)[5] $No = 1,913-1,930$ (Na)[5]	Бесцветный, желтый, серый, зеленоватый, оранжевый	4,5—5,0[1]	6,10 ± 0,02[1] 5,63[13] — 6,05[5]	(101) — ясная	Молибденит, пироксены, гранаты, плагиоклазы, везувиан, пирротин, кюстерит, кварц (Тырныауз, Сев. Кавказ)	Разновидности: 1) Ca $[(W, Mo)O_4]$ — молибдошеелит, до 8% MoO_3; 2) зейригит — сод. до 24% MoO_3; 3) (Ca, Cu) $[WO_4]$ — купришеелит
Штольцит	Pb $[WO_4]$	WO_3 — 50,99 PbO — 49,01	WO_3 — 50,92—51,34 PbO — 47,44—47,78	CaO — 0,00—0,92[1] MgO — 0,00—0,78[1] (Fe, Al)$_2O_3$ — 0,00—0,30[1] MoO_3 — 0,00—0,30[12]	Тетраг., $I4_1/a$	$c:a = 1,5606$[2]	$a_0 = 5,452$[1] — 5,43[12] $a_0 = 5,45$[2] $c_0 = 12,031$[1] — 12,05[12] $Z = 4$ $c_0 = 12,03$[2]	Одноосный „—"	$No = 2,268$ (Na)[1] $2,26 \pm 0,01$[12] $Ne = 2,182$ (Na)[1] $2,18 \pm 0,01$[12]	То же No — бледный зеленовато-желтый[12] Ne — ярко-желтый[12]	2,5—3	7,9—8,3 8,04—8,34[12]	(001) — несоверш.	Лимонит, ванадинит, вульфенит, церусит и другие вторичные минералы	Разновидности: 1) Pb $[(W, Mo)O_4]$ — чиллагит ($a_0 = 5,43$, $c_0 = 12,08$)[1]
Распит	$PbWO_4$	WO_3 — 50,99 PbO — 49,01	WO_3 — 48,32[1] PbO — 49,06[1]	Fe_2O_3 } — 1,43[1] MnO }	Мон., $P2_1/c$	$a_0:b_0:c_0 = 1,116:1:2,728$[2] $\beta = 107°33'$[2] $\beta = 107°37'$[1] $a:b:c = 1,3450:1:1,1147$[1]	$a_0 = 5,58$[2] $b_0 = 5,00$[2] $c_0 = 13,64$[2]	$Nm = b$[1] $Ng : c = 30°$[1] Двуосный „+" $2V \approx 0°$	$Np = 2,27 \pm 0,02$[1] $Nm = 2,27 \pm 0,02$[1] $Ng = 2,30 \pm 0,02$[1]	Серый, желтый, желтовато-коричневый	2,5—3	8,46	(100) — соверш.	Штольцит—шеелит	
Русселит	$(Bi_2, W)O_3$[2] $Bi_2[WO_4]O_3$[8]	WO_3 — 33,23 Bi_2O_3 — 66,77	WO_3 — 7,72[9] — 32,10[9] Bi_2O_3 — 56,99[8] — 75,66[9] H_2O — 0,56—4,86[9] MoO_3 — 3,70—10,56[9] CaO — 0,83[8] — 4,12[9] PbO — 0,44—3,62[9]	CnO — 0,00—1,88[9] Al_2O_3 — 0,47—0,67[9] Fe_2O_3 — 0,10[9] — 0,88[8] CO_2 — 0,44—3,18[9] Cl — 0,45—2,00[9]	Тетраг., $\overline{I42}/d$[2] или $I4/amd$[10]	$a = 5,42$[10] $c = 11,3$[10] $c:a = 2,084$[10] $c_0:a_0 = 2,081$[2]	$a_0 = 5,43$[2] $a_0 = 5,45$[8] $c_0 = 11,55$[8] $c_0 = 11,3$[2] $Z = 4$		$Nm = 2,18$[8]	Желтый, зеленовато-желтый	3,5[2]	$7,35 \pm 0,02$[1] $7,39 \pm 0,03$[8]		Чиллагит, висмутин, вольфрамит, молибденит	
Тунгстит	$WO_2(OH)_2$	WO_3 — 92,79 H_2O — 7,21			Ромб.	$a:b:c = 0,6966:1:0,4026$[2]		Двуосный „—" $Np = c$	$Np = 2,09 \pm 0,02$[1] $Nm = 2,24 \pm 0,02$[1] $Ng = 2,26 \pm 0,02$[1]	$Ng > Nm > Np$	2,5	5,52	(001) — соверш.	Продукт изменения вольфрамита, шеелита, гюбнерита	Меймакит — псевдоморфозы тунгстита по шеелиту[1]
Ферритунгстит	$Ca_2Fe^{2+}_2Fe^{3+}_2[WO_4]_7 \times 9H_2O$[2]	WO_3 — 73,75 Fe_2O_3 — 7,28 FeO — 6,60 CaO — 5,03 H_2O — 7,34			Тетраг.	$c_0:a_0 = 0,708$[2]	$a_0 = 10,28$[2] $c_0 = 7,28$[2] $Z = 1$	Оптически „—"	$No = 1,80$[1] $Ne = 1,72$[1]	Желтый, коричневато-желтый		5,57[1]			
Тунгстенит	WS_2	W — 74,19 S — 25,81	W — 73,71[10] S — 26,20[11] Fe — 0,35[11]	Mg, Ag, Cu, Ca, Mn, Mo — 0,0 n — 0,000 n	Гексаг., $P6_3/mmc$	$c_0:a_0 = 3,919$[2] $a_0:c_0 = 1:3,93$[1] $a_0:c_0 = 1:3,922$[11]	$a_0 = 3,19$, $c_0 = 12,5$[2] $a_0 = 3,151 \pm 0,004$[11] $c_0 = 12,359 \pm 0,009$[11]				2,5[1]	7,4[1] $7,18 \pm 0,05$[11]	(0001) — соверш.	Пирит, галенит, сфалерит, вольфрамит, шеелит, кальцит (Лянгар, Узб. ССР)	

Источники: [1] Дэна и др. (1950—1954); [2] Strunz (1970); [3] Hintze (1930); [4] Рамдор (1962); [5] Барабанов (не опубл. данные); [6] Taubeau (1965); [7] Покровский (1967); [8] Сырицо (1967); [9] Ермилова (1964); [10] Михеев (1957); [11] Римская-Корсакова, Троянов (1956 а, б); [12] Покровский (1961); [13] Удельный вес 5,63 — шеелит, содержащий 11,70% MoO_3.

Таблица 8

Минеральный состав некоторых типичных вольфрамитовых месторождений*

Минералы	Букука, Восточное Забайкалье (гранодиориты, кварцевые порфириты, граниты)	Джида, Бурятская АССР (гранит-порфиры, кварцевые диориты, эффузивно-осадочные породы)	Барун-Шивея, Восточное Забайкалье (сланцы с прослоями кварцитов и аркозовых песчаников)	Караоба, Центральный Казахстан (порфировидные граниты, туфы кварцевых порфиров)	Циновец, Чехословакия (гранит, кварцевый порфир)
Ферберит					
Вольфрамит					
Гюбнерит					
Шеелит					
Молибденит					
Висмутин					
Касситерит					
Козалит					
Самородный висмут					
Пирротин					
Пирит					
Сфалерит					
Халькопирит					
Галенит					
Антимонит					
Блеклые руды					
Киноварь					
Магнетит (гематит)					
Стибиоконит					
Топаз					
Жильбертит (циннвальдит)					
Берилл					
Апатит					
Флюорит					
Кварц					
Микроклин					
Альбит					
Серицит					
Хлорит					
Сидерит					
Доломит					
Кальцит					
Родохрозит					
Стеллерит					
Десмин					
Монтмориллонит					
Каолин					
Литературный источник	В.Ф. Барабанов (1961)	М.М. Повилайтис (1960)	В.Ф. Барабанов, Л.П. Ивакина, Б.В. Татарский (1959, 1964 - неопубликованные данные)	Л.П. Ермилова (1964)	M. Štemprok (1961), H. Bolaian (1967)

* Стеллерит, берилл, стибиоконит, киноварь — акцессорные минералы.

Таблица 9

Колебания степени железистости вольфрамитов на вольфрамитовых месторождениях Забайкалья

Месторождение	Число достоверных анализов вольфрамита	Содержание в вольфрамите $MnWO_4$, %	
		от	до
Букука	12	29 (жилы в гранодиорите)	88 (жилы в граните)
Белуха	22	18 (жилы в кварцевом диорите)	77 (жилы в граните)
Антонова Гора .	5	18 (жилы в сланцах)	39 (жилы в граните близ сланцевой кровли)
Спокойное . . .	22	26 (жилы в сланцах)	92 (жилы в граните)
Бом-Горхон . . .	29	75 (жилы в граните, содержащие ксенолиты сланцев)	96 (жилы в граните)

залегающей в разных породах (Барабанов, 1961), состав этого минерала сильно колеблется. Все это свидетельствует о том, что вольфрамит является продуктом локальных химических реакций, а не приносится в жилы в качестве готового компонента. Справедливости ради следует отметить, что на это обстоятельство обратил внимание еще в 1939 г. Н. А. Смольянинов (1940). Он писал: „Произведен ряд анализов вольфрамита, выяснивших различный состав вольфрамита не только для разных месторождений и жил, но и для одной и той же жилы. Наблюдения показывают, что состав вольфрамитов зависит не столько от температуры их образования, сколько от химического состава среды, в которой происходило их выделение" (стр. 190). Поэтому в настоящее время можно считать доказанным, что состав вольфрамита определяется не глубиной эрозионного среза вольфрамитоносных жил (Тетяев, 1926; Хасин, 1949), не температурой образования (Leutwein, 1952; Oelsner, 1954) и не составом ювенильных растворов (Левицкий, 1939; Онтоев, 1962), а составом окружающих пород, из которых в процессе грейзенизации извлекаются главные осадители вольфрамового ангидрида — железо, марганец или кальций (Барабанов, 1961).

Сущность же околожильной грейзенизации проявляется в том, что в процессе ее из породообразующих минералов гранитоидов (амфибола, биотита, плагиоклаза) грейзенизирующими растворами извлекаются главные осадители вольфрамового ангидрида — марганец, железо и кальций (Барабанов, 1965).

Если же интрузии, породившие вольфрамоносные растворы, бедны железом, марганцем и кальцием, то эти растворы могут далеко мигрировать за пределы материнской интрузии, потерять с ней видимую пространственную связь, резко обеднить свой анионный состав, заметно понизить свою температуру и лишь после этого, придя в соприкосновение с богатыми железом осадочными породами (железистыми песчаниками, сланцами), сбросить содержащийся в них вольфрам в виде ферберита без проявления при этом грейзенизации и березитизации, столь типичных для высокотемпературных вольфрамито-гюбнеритовых месторождений, залегающих в гранитоидах. Таково, вероятно, по генезису ферберитовое месторождение Барун-Шивея в Восточном Забайкалье.

Табл. 8 показывает отчетливую связь всего минерального состава жил с минеральным составом вмещающих пород. Это выражается в

обеднении вольфрамитоносных жил сульфидами и кальциевыми минералами, когда эти жилы залегают в лейкократовых гранитах, бедных биотитом и плагиоклазами, и в одновременном обогащении их микроклином и альбитом, которыми эти граниты богаты. Напротив, ферберитовые жилы, залегающие в песчаниках, почти совсем не содержат полевых шпатов и слюд, и минеральный состав их резко отличается от других вольфрамитоносных жил.

6. Шеелитовые месторождения в нашей стране в последнее время стали важным источником вольфрамового сырья. Они разбросаны на огромном пространстве от Северного Кавказа (Тырныауз) до Приморья (Восток-2) и некоторые из них довольно полно освещены в литературе (Смольянинов, 1937; Мясников, 1951; Римская-Корсакова, Троянов, 1956; Римская-Корсакова, Сахоненок, 1959; Римская-Корсакова, Сахоненок, Кулик, 1959; Сахоненок, Римская-Корсакова, 1964; Сахоненок, 1967; Ступкина, 1960, 1961; Брызгалин, 1958, 1960а, 1960б, 1965а, 1965б, 1967; Рехарский, 1961; Кононов, 1960, 1963; Покровский, 1964, 1967; Нечелюстов, 1947, и др.).

Одним из наиболее изученных шеелитовых месторождений является, по-видимому, Тырныаузское скарновое месторождение на Северном Кавказе. По данным О. В. Брызгалина (1960б) и О. В. Кононова (1963), оно приурочено к комплексу осадочно-метаморфических пород — мраморов, биотитовых, амфиболовых и пироксеновых роговиков, песчаников, сланцев и конгломератов палеозойского и нижнемезозойского возраста, прорванных различными изверженными породами. Последние представлены эльджуртинскими биотитовым порфировидным гранитом, лейкократовыми гранитоидами и некоторыми другими породами.

Рудные тела залегают по контакту между биотитовыми роговиками и мраморами или в самих этих породах. Биотитовые роговики через зону пироксеновых роговиков, состоящих из диопсид-геденбергита и лабрадор-битовнита, переходят в скарны. Последние, как показывает их изучение, образовались за счет метасоматической переработки и мраморов, и пироксеновых роговиков. За счет мраморов, окаймляющих Главный рудный скарн со стороны его лежачего бока, возникли пироксено-гранатовые, пироксеновые и волластонито-везувиановые скарны, содержащие кальцит и флюорит. За счет пироксеновых роговиков висячего бока залежи возникли пироксен-гранатовые скарны, богатые андезин-лабрадором. Эти скарны являются преобладающими, и соотношение их со скарнами, образовавшимися за счет мраморов, достигает 4 : 1.

Ряд исследователей Тырныауза (Н. А. Хрущов, О. В. Брызгалин) обратили внимание на важную особенность: в пироксено-плагиоклазовых скарнах содержание плагиоклаза увеличивается с глубиной от 2—3% на верхних горизонтах до 8—10% — на нижних. Одновременно с этим в скарнах падает содержание граната. Вместе с другими наблюдениями это свидетельствует о том, что гранат в основном образуется здесь за счет основного плагиоклаза.

Месторождение Тырныауз является комплексным, вольфрамо-молибденовым. Минеральный состав его показан в табл. 10. Единственным вольфрамовым минералом здесь является молибденсодержащий шеелит, а молибденовая минерализация представлена молибденитом и повеллитом. Шеелитовое оруденение, близкое по времени к формированию скарнов, предшествовало проявлению сульфидно-молибденитовой минерализации. Последняя, приуроченная к сложной сети кварцевых жил и прожилков, является наложенной на скарновые тела.

Шеелит встречается в основном в пределах собственно скарновых

тел, лишь изредка обнаруживаясь во вмещающих скарны породах. При этом скарны, образовавшиеся за счет мраморов и пироксеновых роговиков, характеризуются почти одинаковым содержанием вольфрамового ангидрида, а волластонит-везувиановые скарны, содержащие большое количество кальцита, оказываются практически безрудными. Максимальные же количества шеелита приурочены к пироксено-плагиоклазовым скарнам. Все это говорит о том, что осадителем вольфрамового ангидрида здесь является не кальцит мраморов, а кальцит, высвобождающийся из основного плагиоклаза и пироксена в процессе их метасоматического преобразования.

Таблица 10

Минеральный состав скарнового месторождения Тырныауз (по Брызгалину, 1960б; Кононову, 1963)

Минералы	Стадии формирования месторождения			
	I	II	III	IV
Пироксены	—			
Гранаты	—			
Плагиоклазы	—	—		
Везувиан		—		
Амфиболы				
Кюстерит		—		
$Ca_4[Si_2O_7](F,OH)_2$				
Флюорит		—		
Волластонит	—			
Кальцит		—		—
Шеелит	—			
Молибденит	—	—	—	—
Кварц			—	
Апатит				
Апофиллит	—			
Сульфиды			—	

Вероятно такова же природа шеелита и на других скарновых месторождениях (Лянгар, Чорух-Дайрон, Кумбель, Восток-2, Джилау), однако на этих месторождениях источниками кальция могли быть также процессы амфиболизации пироксена, грейзенизации плагиоклаза и другие метасоматические преобразования.

О. В. Брызгалину (1960) удалось серией гидротермальных экспериментов показать, что образование шеелита может происходить за счет кальция лабрадора при воздействии на него в течение десяти часов 0,05—0,02-нормального раствора вольфрамата натрия в автоклаве при $t = 350—500°$ С и давлении 250—600 *атм*. Непосредственное взаимодействие газового раствора, содержащего WO_3, при 400° С и 300 *атм* с карбонатом кальция в автоклаве прекращалось, после того как на поверхности порошка $CaCO_3$ возникала экранирующая пленка „шеелита".

Термодинамические расчеты подтверждают минералогические наблюдения (Барабанов, 1969) о том, что в грейзеновом процессе кальций, необходимый для образования шеелита, берется из плагиоклаза гранитоидов после образования апатита и флюорита (рис. 2).

7. Одной из наиболее важных и пока еще не решенных проблем геохимии вольфрама является вопрос о формах переноса вольфрама в природных процессах минералообразования. Самой старой и до сих пор еще сравнительно распространенной точкой зрения является допущение возможности переноса вольфрама и других тяжелых металлов в эндогенных условиях в виде галоидных соединений. Этот взгляд, берущий свое начало от Бунзена и Добрэ, научная деятельность которых относится к середине прошлого века, получил известное развитие в трудах многих отечественных и зарубежных ученых. Обзор этих представлений был дан нами в 1961 г. (Барабанов, 1961), и здесь нет возможности на этом останавливаться снова.

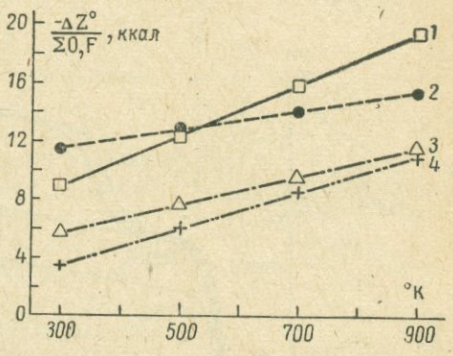


Рис. 2. Значения изобарных потенциалов для реакций образования апатита (*1*), флюорита (*2*), шеелита (*3*) и кальцита (*4*) при грейзенизации плагиоклаза.

Но еще раньше, в 1960 г., с использованием данных по теплотам образования хлорпроизводных шестивалентного вольфрама (Щукарев и др., 1958) была показана невозможность переноса вольфрама в виде галоидных и оксигалоидных соединений (Барабанов, 1960). Это положение путем расчета констант равновесия гипотетических реакций взаимодействия галоидов и оксигалоидов вольфрама с парами воды, щелочами и кремнеземом подтвердила Г. Ф. Иванова (1967). По ее данным, при давлениях от 1 до 100 *атм*, температурах от 25 до 500° С и значениях pH от 1 до 10 парциальные давления WCl_6, WF_6, $WOCl_4$, WOF_4, WO_2Cl_2, WO_2F_2 в названных условиях составляют лишь 10^{-11}—10^{-23} *атм*, поэтому сколь-нибудь ощутимый перенос их в растворах, и в газовой фазе невозможен. В более ранних работах (Барабанов, 1960, 1961) поэтому высказывалось и обосновывалось данными минералогического изучения соображение о том, что вольфрам в высокотемпературных природных процессах минералообразования переносится в виде легкорастворимых вольфраматов калия.

К настоящему времени накоплен новый экспериментальный и фактический материал, и он позволяет в какой-то степени развить далее представление о возможных формах переноса вольфрама. Выше отмечалось, что вольфрамит в кварц-вольфрамитовых жилах кристаллизуется всюду до кварца, отлагаясь на жильбертитовой (слюдяной) оторочке жил. Если помнить, что промышленное производство кварца в настоящее время осуществляется при 350—400° С и 1400—1750 *атм* из щелочных (Rudd, Lias, 1967) или слабощелочных растворов (Huk, 1962), можно с известным основанием допустить, что значение pH среды, в которой отлагался вольфрамит, было слабокислым, близким к нейтральному. В этих условиях, как уже было показано выше, происходит быстрое падение концентрации гексавольфрамат-ионов вследствие образования за их счет мономерных ионов $H[WO_4]^-$ и $[WO_4]^{2-}$.

Расчет константы равновесия реакции $[HW_6O_{21}]^{5-} + 3\,H_2O \rightleftarrows 6[WO_4]^{2-} + 7H^+$, произведенный Г. Ф. Ивановой (1967), подтверждает этот вывод.

Повышение активности мономерных ионов $[WO_4]^{2-}$ в растворе параллельно повышению щелочности раствора создает благоприятную обстановку для выпадения вольфраматов Fe и Mn.

Интересно, что аналогичным образом ведут себя и вольфрамовые гетерополикислоты. Г. Гундлах (Gundlach, 1967) исследовал устойчивость кремневольфрамовой кислоты $H_4[Si(W_3O_{10})_4]\cdot 2H_2O$ при повышенных температурах и давлениях и при разных значениях pH в присутствии Fe, Mn и Ca. Чистая гетерополикислота оказалась вполне устойчивой при 200° С и 20 *атм.* В присутствии Fe, Mn и Ca она также не разлагалась и не диссоциировала на ионы $[SiO_4]^{4-}$ и $[WO_4]^{2-}$. В связи с этим Гундлах полагает, что ее устойчивость в условиях высоких давлений будет повышаться и далее и в водных растворах сохранится до 250—300° С.

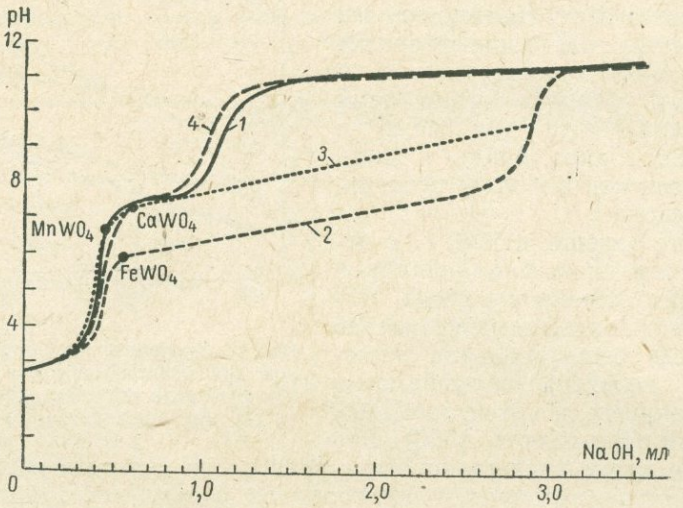


Рис. 3. Порядок выделения вольфраматов при нейтрализации растворов кремневольфрамовых гетерополикислот раствором NaOH (по H. Gundlach, 1967).

1 — $H_6[Si(W_2O_7)_6]$; *2* — $H_6[Si(W_2O_7)_6] + Fe^{2+}$; *3* — $H_6[Si(W_2O_7)_6] + Mn^{2+}$; *4* — $H_6[Si(W_2O_7)_6] + Ca$.

При нейтрализации же ее путем титрования раствором едкого натрия гетерополикислота распадается на ионы $[SiO_4]^{4-}$ и $[WO_4]^{2-}$:

$$[Si(W_3O_{10})_4]^{4-} + 12H_2O \rightarrow [SiO_4]^{4-} + 12[WO_4]^{2-} + 24H^+.$$

И в зависимости от того, какой в растворе находится катион-осадитель, в порядке повышения растворимости образующихся соединений происходит выпадение соответствующего вольфрамата. Этот порядок, как известно, выражается рядом $FeWO_4 \rightarrow MnWO_4 \rightarrow CaWO_4$. Начало кристаллизации $FeWO_4$ Гундлах наблюдал при pH=5,9, $MnWO_4$ — при pH=6,7 и $CaWO_4$ — при pH=7,3 (рис. 3). Таким образом, эксперимент полностью подтвердил высказанные выше теоретические соображения.

При дальнейшем повышении pH минералообразующего раствора в кварц-вольфрамитовых жилах происходит растворение, замещение и вынос вольфрамита. Это фиксируется резорбцией, многочисленными следами разъедания и, наконец, исчезновением вольфрамита из жил, когда в последних происходит отложение поздних сульфидов (пирита, сфалерита, галенита), серицита, полевых шпатов, флюорита, карбонатов, кристаллизующихся из еще более щелочных растворов.

Не менее интересным является поведение вольфрама в скарновом процессе. Приуроченность вольфрамового оруденения к скарнам как будто бы однозначно говорит о том, что наличие здесь карбонатных пород — осадителей вольфрама и является основным фактором, контролирующим рудопроявление. Однако детальные исследования, проведенные О. В. Брызгалиным (1960а, 1960б, 1965а, 1965б, 1967), показали, что осадителем вольфрама в скарнах являются не кальций мраморов, а кальций, извлекаемый из пироксенов, амфиболов и основного плагиоклаза. Еще раньше это же было показано А. В. Пэком, Л. И. Лукиным (1947), А. Г. Бетехтиным (1953), Н. Д. Ушаковым, М. Д. Трояновым и Н. В. Лиценмайером (1956), В. Ф. Барабановым (1958б) и др.

Естественно возникает вопрос: почему же собственно карбонатные породы скарновых месторождений не являются осадителями вольфрамового ангидрида? В настоящее время этому может быть дано следующее объяснение. В скарноворудном процессе, по имеющимся в настоящее время данным, вольфрам переносится в щелочных растворах. Расчеты же показывают (Рыженко, 1965), что для осаждения здесь вольфрама в виде шеелита необходимо понизить их щелочность до pH = 6—7. Карбонатные породы сами по себе этого сделать не могут. Поэтому щёлочность растворов в скарновом процессе понижается, по-видимому, в основном за счет связывания щелочей растворов в процессе серицитизации плагиоклазов и амфиболизации пироксенов. При этом одновременно происходит освобождение из породообразующих минералов кальция, который и выпадает в виде шеелита.

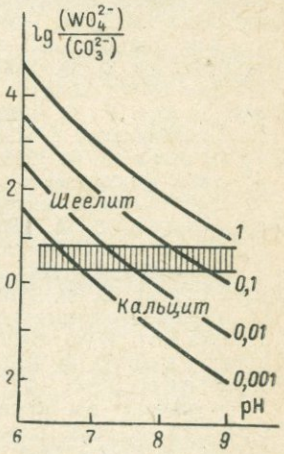


Рис. 4. Условия замещения кальцита шеелитом в зависимости от pH раствора при отношении валовой концентрации (в *моль/л*) солей вольфрамовой кислоты к валовой концентрации солей угольной кислоты + + CO_2, равном 0,001—1,0 (по Б. Н. Рыженко, 1965).

Недавно Б. Н. Рыженко исследовал условия замещения кальцита шеелитом в зависимости от pH раствора (рис. 4). Ему удалось показать, что в растворе при валовом содержании солей угольной кислоты и углекислоты, равном валовому содержанию солей вольфрамовой кислоты, осаждение $CaWO_4$ или замещение карбоната кальция шеелитом будет происходить при pH<9. Б. Н. Рыженко по этому поводу пишет: «...Если исходить из гипотезы о переносе вольфрама в эндогенном процессе в щелочных растворах, то можно утверждать, что осаждение шеелита за счет кальция карбонатов (например, при контроле шеелитового оруденения карбонатными породами) будет происходить при снижении щелочности вольфрамнесущих рудообразующих растворов...».

Таким образом, если образование вольфрамита в кварцевых жилах происходит в процессе *повышения* щелочности слабокислого или нейтрального минералообразующего (грейзенизирующего) раствора, то в скарноворудном процессе отложение шеелита происходит вследствие *понижения* щелочности минералообразующего раствора в ходе его взаимодействия с вмещающими плагиоклазовыми породами. Значит, в скарновых шеелитовых месторождениях промышленное оруденение следует ожидать не только и не столько в карбонатных породах, сколько в захваченных скарноворудным процессом богатых кальциевыми плагиоклазами породах зоны эндоконтакта и вмещающих плагиороговиках.

Богатые жильные вольфрамитовые месторождения следует ожидать в областях сочетания вольфрамоносных интрузий с благоприятной для осаждения WO_3 вмещающей средой (гранитоиды повышенной основности, богатые железом и марганцом осадочные породы).

ЛИТЕРАТУРА

Барабанов В. Ф. 1958а. К вопросу о роли давления при процессах минералообразования в кварц-вольфрамитовых жилах. ДАН СССР, т. 120, № 2.

Барабанов В. Ф. 1958б. К вопросу о поведении полевых шпатов при грейзенизации. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, ч. 87, № 4.

Барабанов В. Ф. 1960. Минералогия Букукинского и Белухинского вольфрамитовых месторождений (Восточное Забайкалье). Автореф. докт. дисс. Л.

Барабанов В. Ф. 1961. Минералогия вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья, т. 1. Изд. ЛГУ.

Барабанов В. Ф. 1965. О сущности процесса околожильной грейзенизации и механизм формирования метасоматически-конкреционных жил грейзенового типа. Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва, ч. 94, вып. 3.

Барабанов В. Ф. 1967. Минералогия и генезис вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. В сб.: «Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений». Изд. ЛГУ.

Барабанов В. Ф. 1968. Генезис гидротермальных жил и проблема источника минерального вещества жил. Вестн. ЛГУ, № 24. Изд. ЛГУ.

Барабанов В. Ф. 1969. Лекции по генетической минералогии, ч. 1. Изд. ЛГУ.

Барабанов В. Ф. 1970. К геохимии вольфрама. Вестн. ЛГУ, № 6.

Барабанов В. Ф., Л. Ф. Сырицо. 1966. Влияние ниобия, тантала и скандия на удельный вес вольфрамита. Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва, ч. 95, вып. 5.

Барнард А. 1968. Теоретические основы неорганической химии. М., изд. «Мир».

Бек В., Н. Тейх. 1869. Волчец и шеелит из русских месторождений. Горн. ж., № 7.

Бетехтин А. Г. 1953. О процессах формирования руд в жильных гидротермальных месторождениях. В сб.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., изд. АН СССР.

Брызгалин О. В. 1958. О генезисе шеелита в месторождениях скарнового типа. «Геохимия», № 3.

Брызгалин О. В. 1960а. О химической природе вольфрамоносных растворов в скарноворудном процессе. «Геохимия», № 6.

Брызгалин О. В. 1960б. Перенос и отложение вольфрама в скарноворудном процессе (на примере месторождения Тырныауз). Автореф. канд. дисс. М., ГЕОХИ АН СССР.

Брызгалин О. В. 1965а. Экспериментальные исследования в области генезиса эндогенных вольфрамовых месторождений. В сб.: «Геологические исследования в области повышенных давлений и температур». М., изд. «Наука».

Брызгалин О. В. 1965б. О влиянии состава растворов на форму переноса вольфрама в гидротермальных условиях. Тезисы докладов на I Всесоюз. совещании по генезису вольфрамовых месторождений. Изд. ЛГУ.

Брызгалин О. В. 1967. О влиянии состава растворов на форму переноса вольфрама в гидротермальных условиях. В сб.: «Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений». Изд. ЛГУ.

Виноградов А. П. 1962. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. «Геохимия», № 7.

Виноградов А. П., Э. Е. Вайнштейн, Л. И. Павленко. 1958. Вольфрам и молибден в изверженных горных породах (К геохимии вольфрама). «Геохимия», № 5.

Говоров И. Н., В. Г. Моисеенко, М. А. Михайлов, П. Г. Недашковский. 1966. Роль литогенезиса, магматизма и метаморфизма в формировании рудных полей Дальнего Востока. В кн.: «Генетические типы, условия образования и закономерности размещения месторождений олова и вольфрама Сев.-Зап. сектора Тихоокеанского рудного пояса». Владивосток, изд. ДВФ АН СССР.

Дэна Дж. Д., Э. С. Дэна, Ч. Пэлач, Г. Берман, К. Фрондель. 1950—1954. Система минералогии. Т. 1—2. М., ИЛ.

Ермилова Л. П. 1964. Минералы молибдено-вольфрамового месторождения Караоба в Центральном Казахстане. М., изд. «Наука».

Заболотная Н. П., М. И. Новикова, В. Т. Шацкая. 1962. Вольфрам-молибден-олово-бериллиевые месторождения и условия их образования. М., Госгеолтехиздат.

Иванова Г. Ф. 1967. Геохимические условия образования вольфрамовых месторождений (Восточное Забайкалье). Канд. дисс. Ин-т геохимии и аналит. химии им. В. И. Вернадского АН СССР.

Иванова Г. Ф., Е. Г. Бутузова. 1968. Особенности распределения вольфрама, олова и молибдена в гранитах Восточного Забайкалья. «Геохимия», № 6.
Иванова Г. Ф., И. Л. Ходаковский. 1969. Об условиях образования минералов вольфрама и молибдена в гидротермальном процессе. «Геохимия», № 4.
Изох Э. П. 1966. Связь оловянного и вольфрамового оруденения с интрузивами и закономерности его локализаций на Дальнем Востоке. В сб.: «Генетические типы, условия образования и закономерности размещения месторождений олова и вольфрама Сев.-Зап. сектора Тихоокеанского рудного пояса». Владивосток, изд. ДВФ АН СССР.
Кобиашвили В. И. 1964. Биогеохимическое значение рассеянного в природе вольфрама. Сообщ. АН Груз.ССР, т. 35, № 1.
Кононов О. В. 1960. О составе и некоторых физических свойствах шеелитов Тырныаузского месторождения. Вестн. МГУ, № 2.
Кононов О. В. 1963. Процессы молибдено-вольфрамового оруденения в скарнах Тырныаузского месторождения (Кабардино-Балкарская АССР). Автореф. канд. дисс. Изд. МГУ.
Левицкий О. Д. 1939. Вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья. В кн.: «Месторождения редких и малых металлов СССР», т. 2. М.—Л., изд. АН СССР.
Михеев В. И. 1957. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат.
Мясников В. С. 1951. Минералы скарнов Лянгарского месторождения в Средней Азии. М., изд. АН СССР.
Нечелюстов Н. В. 1947. Месторождения шеелита в Средней Азии. «Сов. геология», № 14—15.
Николаев Н. С. 1954. Исследование системы HF—WO_3—H_2O. В сб.: «Химия редких элементов», вып. 1. М., изд. АН СССР.
Новиков Г. И. 1965. Исследования в области химии хлоридов и оксихлоридов некоторых редких металлов при высоких температурах. Автореф. докт. дисс. Изд. ЛГУ.
Онтоев Д. О. 1962. Об условиях формирования некоторых рудных жил Букукинского месторождения. «Геология рудных месторождений», № 3.
Пикаев А. К. 1961. Вольфрам. В кн.: «Краткая химическая энциклопедия», т. 1. М., изд. «Сов. энциклопедия».
Пилипчук М. Ф., И. И. Волков. 1966. Вольфрам в современных осадках Черного моря. ДАН СССР, т. 167, № 2.
Поваренных А. С. 1961. Про причини різної геохимичної поведінки молібдену, та вольфраму в ендогенных процессах. Геологичн. журнал, т. XXI, вып. 4.
Поваренных А. С. 1966. Кристаллохимическая классификация минеральных видов. Киев, изд. «Наукова думка».
Повилайтис М. М. 1960. Основные черты минералогии Джидинского молибденовольфрамового месторождения. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 24.
Покровский П. В. 1961. Штольцит. Тр. Горно-геол. ин-та. Урал. фил. АН СССР, вып. 56.
Покровский П. В. 1964. Редкоземельные элементы в шеелитах Урала. «Геохимия», № 7.
Покровский П. В. 1967. Редкоземельные элементы в вольфраматах Среднего и Южного Урала. В сб.: «Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений». Изд. ЛГУ.
Пэк А. В., Л. И. Лукин. 1947. Структура и генезис месторождения Кти-Тиберда (Кургашингат). Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 84, петр. сер., № 27.
Рамдор П. 1962. Рудные минералы и их срастания. М., ИЛ.
Реми Г. 1966. Курс неорганической химии, т. II. М., изд. «Мир».
Рехарский В. И. 1961. О связи молибденита и шеелита с полевошпато-кварцевой стадией минералообразования на некоторых скарноворудных месторождениях. ДАН СССР, № 4.
Римская-Корсакова О. М., В. В. Сахоненок. 1959. О концентрически-зональных скарновых телах в Лянгарском месторождении. В сб.: «К минералогии постмагматических процессов». Изд. ЛГУ.
Римская-Корсакова О. М., В. В. Сахоненок, Н. А. Кулик. 1959. Лянгарское молибдено-вольфрамовое месторождение. Вестн. ЛГУ, № 6.
Римская-Корсакова О. М., М. Д. Троянов. 1956. Новые данные о тунгстените. Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва, ч. 85, вып. 3.
Рыженко Б. Н. 1965. Ионные равновесия в условиях гидротермального процесса. В сб.: «Геохим. исслед. в области повыш. давлений и температур». М., изд. «Наука».
Сахоненок В. В. 1967. К минералогии магнезиальных скарнов Лянгарского месторождения. В сб.: «Минералогия и геохимия», вып. 2. Изд. ЛГУ.
Сахоненок В. В., О. М. Римская-Корсакова. 1964. Об изменении формы

кристаллов граната в процессе роста. В сб.: «Минералогия и геохимия», вып. 1. Изд. ЛГУ.
Смольянинов Н. А. 1937. Генетические типы вольфрамовых месторождений СССР. В сб.: «Тезисы докладов Межд. геол. конгресса». М.—Л.
Смольянинов Н. А. 1940. Минералогические работы. Тр. ИГН АН СССР, вып. 53.
Сотников В. И., Л. Г. Изюмова. 1965. О содержании вольфрама в гранитах интрузивных массивов Горного Алтая, характеризующихся различной рудоносностью. «Геохимия», № 2.
Студеникова З. В., М. И. Глинкина. 1964. Эволюция содержания молибдена и вольфрама в породах геосинклинальной зоны Северного Кавказа и связь их с образованием рудных месторождений. В сб.: «Химия земной коры», т. 2. М., изд. «Наука».
Студеникова З. В., М. И. Глинкина, К. И. Корнилова. 1960. К геохимии вольфрама и молибдена. В сб.: «Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Доклады сов. геологов». М., изд. «Наука».
Ступкина Л. М. 1960. Минералогия Джилауского месторождения. Тезисы доклада. Изд. ЛГУ.
Ступкина Л. М. 1961. К минералогии золото-вольфрамового месторождения Джилау. Тр. Лен. о-ва естествоиспыт., т. 72, вып. 1.
Сырицо Л. Ф. 1967. Вольфрамовая минерализация одного из редкометальных месторождений Забайкалья. В сб. «Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений». Изд. ЛГУ.
Тетяев М. М. 1926. Типы русских вольфрамовых руд и их взаимоотношения. Матер. по общ. и прикл. геологии, вып. 4. Л.
Ушаков Н. Д., М. Д. Троянов, Н. В. Лиценмайер. 1956. Некоторые сведения о находке шеелита в гидротермально измененных магматических, осадочно-метаморфических и других породах. «Сов. геология», № 53.
Ферсман А. Е. 1929. Генетическая схема жильных вольфрамитовых месторождений Забайкалья. В кн.: «Избранные труды, т. IV». М., изд. АН СССР, 1959, стр. 286—291.
Хасин Р. А. 1949. О зональности изоморфного ряда ферберит—гюбнерит вольфрамовых месторождений. ДАН СССР, т. 64, № 1.
Чухров Ф. В. 1960. Минералогия и зональность Восточного Коунрада. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 50.
Шталь Н. В. 1958. Забайкалье. В кн.: «Геологическое строение СССР», т. 2. Магматизм. М., Госгеолтехиздат.
Штемпрок М. 1967. Генетические проблемы оловянно-вольфрамово-молибденовых месторождений Восточных Рудных гор. В сб.: «Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений». Изд. ЛГУ.
Щерба Г. Н., В. Д. Гукова, А. В. Кудряшев, Н. П. Сенчило. 1964. Грейзены, жильный кварц и калишпаты. Алма-Ата, изд. АН Каз.ССР.
Щукарев С. А., И. В. Василькова, Г. И. Новиков. 1958. Определение теплот образования хлорпроизводных шестивалентного вольфрама. Журн. неорг. химии, т. III, вып. 12.
Яковлевская Т. А. 1952. Минералогия и генезис вольфрамового месторождения Белуха в Забайкалье. Канд. дисс. Фонды МГУ.
Amiruddin A., W. D. Ehmann. 1962. Tungsten abundances in meteoritic and terrestrial materials. Geochimica et cosmochimica acta, vol. 26.
Atkins D. H. F., A. A. Smales. 1960. The determination of tantalum and tungsten in rocks and meteorites by neutron activation analysis. Anal. Chim. Acta, 22.
Bolduan H. 1954. Genetische Untersuchung der Wolframitlagerstätte Pechtelsgrün/V. unter besonderer Berücksichtigung der Verteilung des H/F-Koeffizienten und der Spurenelemente Niob und Tantal in Wolframit. Freib. Fsgh., R. G., H. 10 (1953).
Cameron A. G. W. 1959. A revised table of abundances of the elements. Astrophys. J., 129.
Clayton D. D., W. A. Fowler. 1961. Abundances of heavy nuclides. Preprint.
Dekate Y. G. 1966. Tungsten occurrences in India and their genesis. A thesis submitted to the Nagpur University for the degree of Doctor of Philosophy in Science. Department of Geology, Visvesvaraya Regional College of Engineering, Nagpur.
Foshag W. F. 1940. The shallowater meteorite, a new aubrite. Amer. Min., 25.
Goldschmidt V. M. 1954. Geochemistry. Oxford.
Gundlach H. 1967. Transport- und Abscheidungs-Bedingungen von Wolframerzen aus wäßrigen Lösungen. Pegmatitische Lagerstätten und ihre wirtschaftliche Bedeutung. H. 19, Clausthal—Zellerfeld.
Hamaguchi H., T. Nakai, E. Ideno. 1962. Determination of tungsten in rocks and meteorites by neutron activation. Chem. Abstr., vol. 56.
Hess F. L., T. Schaller. 1914. Colorado ferberite and wolframite series. USGS. Bull., 583.
Hevesy G., R. Hobbie. 1933. Die Ermittlung des Molybdän und Wolframgehaltes von Gesteinen. Zeitschr. anorg. und algem. Chem., 212.

Hintze C. 1930. Handbuch der Mineralogie. Berlin — Leipzig.
Hovey E. 1925. Amer. Mus. No 203, as refered to by Urey and Craig, 1953.
Huk Chr. 1962. A new source for quartz crystals. Techn. Engin. News, vol. 43, No 6.
Jeffery P. G. 1959. The geochemistry of tungsten with special reference to the rock of the Uganda Protectorate. Geochim. et cosmochim. acta, vol. 16.
Kuroda R. 1956. Geochemical investigations on the granite rocks. V. Distribution of tungsten in the granite rocks of Japan. Nippen Kagaku Zasshi, vol. 77.
Landergren S. 1948. On the geochemistry of Swedish iron ores and associated rocks. Sveriges geol. Undersöku, ser. C, Avhandl. och Uppsat., No 496, Arsbok. 42, No 5.
Lundegardh P. H. 1946. Rock composition and development in Central Roslagen, Sweden. Arkiv Kemi, Mineral. Geol., 23 A, No 9.
Leutwein F. 1952. Die Zusammensetzung der Wolframite und ihre lagerstättenfundliche Bedeutung. Acta geol., t. 1, Acad. sci. Hungarica, Budapest.
Mahootian N., C. Kikuchi, W. Viehmann. 1968. Spin-resonance properties of scheelites. 1. Vanadium in $CaWO_4$. J. Chem. Phys., vol. 48, No 3.
Noddack I., W. Noddack. 1930. Die Häufigkeit der chemischen Elemente. Die Naturwissenschaften Jahrb. 18, H. 35.
Oelsner O. 1954. Bemerkungen über die Anwendbarkeit der H/F-Koeffizienten zur Deutung der Genese von Wolframiten. Fsgh., R. C, Nr. 10.
Oftedal I. 1961. Contribution to the geochemistry of tungsten. Bull. Geol. Inst. Univ. of Uppsala, vol. 40.
Prior G. T., M. H. Hey. 1953. Catalogue of Meteorites British Museum. London.
Rudd D. W., N. C. Lias. 1967. Recent advances in synthetic quartz production. Chem. Eng. Progr. Sympos. Ser., vol. 63, No 76.
Rugaku Denki Co. 1970. Periodic Table Series. Tokio.
Sandell E. B. 1946. Abundance of tungsten in igneous rocks. Amer. J. Sci., vol. 244, No 9.
Stemprok M. 1961. Genetische Untersuchung der flach fallenden Gänge auf der Erzlagerstätte cinovec (Zinnwald) im Erzgebirge. Sbor. ustred. ustavn geol., sv. 26, No 2.
Strunz H. 1970. Mineralogische Tabellen. Leipzig.
Suess H. E., H. C. Urey. 1956. Abundances of the elements. Revs. Modern Phys., 28.
Taubeau G. 1965. Proprietes optiques des wolframites en diascopie infra-rouge. Ann. Soc. Geol. Nord., 84, N 4.
Ülkü D. 1967. Untersuchungen zur Kristallstruktur und magnetischen Struktur des Ferberits $FeWO_4$. Z. Kristallogr., 124, Nr. 3.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПОИСКОВ И РАЗВЕДКИ ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ ВОЛЬФРАМОВЫХ РОССЫПЕЙ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ПОЛОУСНОГО ХРЕБТА

Л. З. Быховский, С. И. Гурвич, Н. Г. Патык-Кара

Всесоюзный институт минерального сырья

М. А. Гришин, А. А. Замараев

Янское районное геологическое управление

В получении вольфрамового сырья россыпи по сравнению с месторождениями других генетических типов играют резко подчиненную роль. Их запасы обычно ограничены сотнями, реже первыми тысячами тонн трехокиси вольфрама. Несмотря на то что вольфрамовые и комплексные оловянно-вольфрамовые россыпи известны во многих районах мира, они крайне слабо освещены в литературе. Между тем вольфрамовые россыпи могут представлять существенный дополнительный источник сырья, поскольку их эксплуатация не требует больших капиталовложений и их освоение отличается высокой экономической эффективностью.

В настоящее время на территории СССР наибольший интерес представляют комплексные оловянно-вольфрамовые россыпи, расположенные на территории Северо-Восточной Якутии, в пределах Полоусного хребта, и известные еще с 40-х годов. При изучении этих россыпей устанавливается ряд отличительных особенностей их строения и условий формирования, которые могут служить примером при поисках и оценке этого малоисследованного генетического типа вольфрамовых месторождений.

В рассматриваемом регионе наиболее хорошо изучен Омчикандинский рудный узел, в пределах которого известны две промышленные россыпи, приуроченные к долинам р. Омчиканди и руч. Волчец (рис. 1).

Россыпь р. Омчиканди генетически связана с коренным Полярным оловянно-вольфрамовым месторождением, расположенным в центральной части батолитоподобного Омчикандинского гранитного массива верхнеюрского — нижнемелового возраста. Массив прорывает осадочные породы юры (песчаники, алевролиты, аргиллиты), интенсивно ороговикованные в зоне контакта. В пределах массива, имеющего довольно сложное строение, выделяется несколько разновидностей гранитов — среднезернистые биотитовые порфировидные, средне- и крупнозернистые лейкократовые биотитовые порфировидные, средне- и крупнозернистые лейкократовые, мелкозернистые лейкократовые, мелкозернистые биотитовые и др.

В центральной части массив прорван дайкообразным телом интенсивно метасоматически переработанных кварцевых порфиров верхнемелового возраста (?), с которыми генетически связано оловянно-вольфрамовое оруденение, локализированное как в материнских породах — измененных кварцевых порфирах, так и в гранитах массива (биотито-

вых среднезернистых и мелкозернистых лейкократовых и биотитовых). Рудные тела Полярного месторождения установлены по обоим бортам р. Омчиканди и представлены кварцевыми, полевошпато-кварцевыми, топазо-кварцевыми жилами с касситеритом, вольфрамитом, арсенопиритом, висмутином, молибденитом, галенитом, сфалеритом, самородным висмутом, пиритом, пирротином и др. По своему минеральному составу

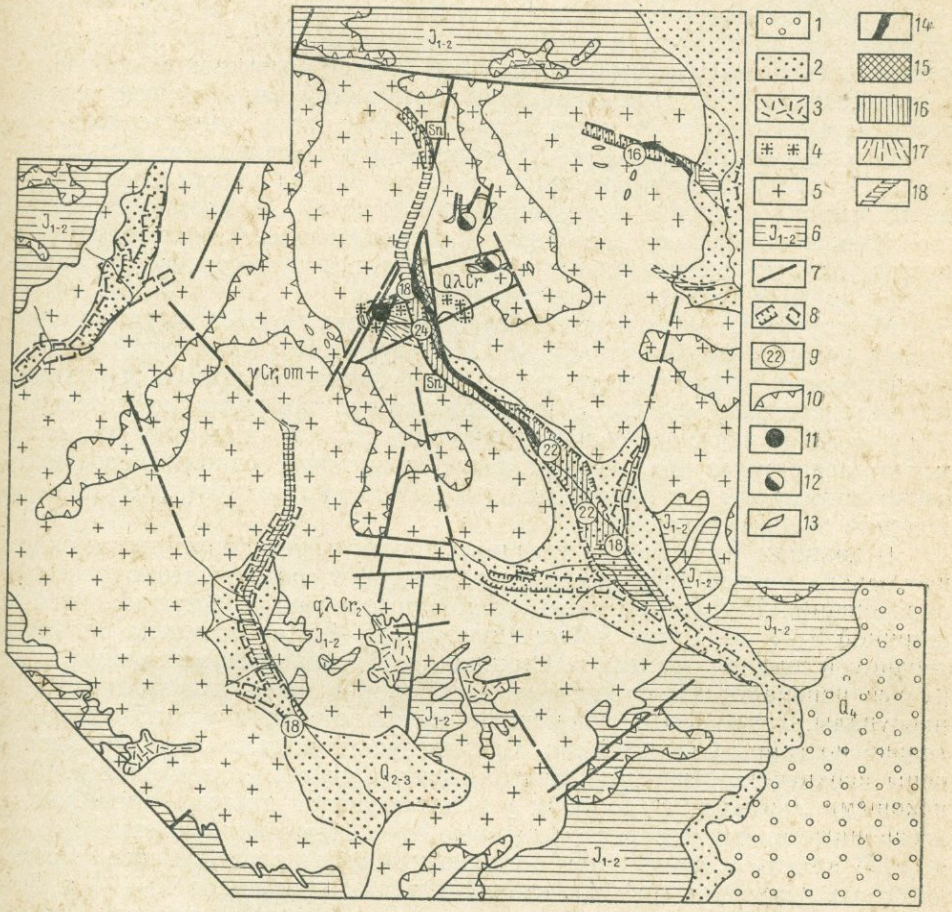


Рис. 1. Схема размещения россыпей Омчикандинского рудного узла.

1 — поверхность озерно-аллювиальной аккумуляции среднеплейстоценового возраста; *2* — современное днище долин; *3* — покровы липаритов и кварцевых порфиров; *4* — малые тела метасоматически измененных кварцевых порфиров; *5* — гранитоиды омчикандинского комплекса; *6* — ороговикованные породы и роговики; *7* — разрывные нарушения; *8* — контуры древних долин, установленные и предполагаемые; *9* — мощность рыхлых отложений в метрах; *10* — древняя поверхность выравнивания, переработанная гольцовыми процессами; *11* — коренное оловянно-вольфрамовое месторождение; *12* — коренное вольфрамовое месторождение; *13* — мелкие кварцевые жилы с вольфрамитом; комплексные оловянно-вольфрамовые россыпи: *14* — долинные, *15* — террасоувала, *16* — древней долины, *17* — склоновые, *18* — предполагаемые (всех генетических типов).

жилы, залегающие в измененных кварцевых порфирах и биотитовых гранитах, несколько различны. Для первых характерны касситерит, топаз, арсенопирит, подчиненное значение имеет вольфрамит; во вторых вольфрамит резко преобладает, а касситерит и арсенопирит являются второстепенными минералами.

В результате детальных работ, выполненных в последнее время, в пределах рудного поля месторождения выявлено свыше 80 новых рудных тел, представленных преимущественно мелкими кварцевыми жила-

ми, обычно с довольно обильной вольфрамитовой и резко подчиненной касситеритовой минерализацией. Эти жилы не представляют самостоятельного промышленного интереса, но играют существенную роль в питании россыпей района, формированию которых способствовали весьма благоприятные геоморфологические условия.

В структурно-геоморфологическом плане Омчикандинский узел находится в пределах крупной Арга-Эмнэкэнской положительной морфоструктуры, сформировавшейся еще в конце верхнего мела и характеризующейся длительной и глубокой денудацией, выведшей на дневную поверхность нижнемеловые гранитоиды. В ходе селективной денудации в гранитоидах был выработан пологосклоновый низкогорный рельеф, резко отличающийся от контрастного останцового, характерного для соседних площадей, сложенных роговиками и ороговикованными породами. Основной план гидросети в пределах района унаследован с миоцена; широкие плоские поверхности междуречий, в настоящее время представляющие арену деятельности разнообразных мерзлотных процессов, следует рассматривать как фрагменты существенно переработанной древней поверхности выравнивания.

Междуречья соединяются с долинами через пологие вогнутые склоны, на которых развиваются процессы двух типов: курумовый и солифлюкционный, характеризующиеся различными условиями денудации и, следовательно, транзита и концентрации полезных компонентов. Курумовые и курумово-солифлюкционные склоны, как правило, окаймляют вершинные поверхности, солифлюкционные склоны непосредственно примыкают к днищам долин и выходят на водоразделы лишь по долинам боковых притоков.

В долинах, несмотря на внешнюю простоту, устанавливаются следы нескольких этапов врезания и аккумуляции и соответственно россыпеобразования. Пойменная часть долин ограничена собственно руслом шириной 5—7 *м*. Узкая пойма (высота 1,2—1,5 *м*) отмечена только в среднем и нижнем течении р. Омчиканди. Древние террасы в верховьях ручьев переработаны процессами денудации в плохо выраженные террасоувалы, перекрытые склоновыми отложениями, и устанавливаются только по горным выработкам. Средние части и низовья долин выполнены верхнечетвертичными озерно-аллювиальными отложениями. Поисковыми линиями в долинах устанавливаются древние погребенные эрозионные врезы, нередко смещенные относительно современного тальвега. В долине р. Омчиканди погребенный врез прослеживается вплоть до самых верховьев (рис. 2), где его глубина превышает 10—12 *м*. Положение и морфология древнего вреза установлены достаточно точно благодаря большому числу шурфовочных линий. В среднем течении его ширина составляет 250—400 *м;* местами долина полностью не оборчена. Контуры долины расплываются на участках ее слияния с погребенными врезами боковых притоков. Сходное строение имеют и другие долины района (реки Мооньо, Дарпытчан, ручьи Волчец, Тракторный), в которых поисково-разведочными работами также установлены глубокие тальвеги (до 30 *м*). В основании разреза рыхлых отложений повсеместно установлен 1,0—2,0-метровый горизонт сильно обохренных и каолинизированных песчаных глин и глинистых песков со щебнем и дресвой, залегающих, как правило, в зоне тальвега и представляющих собой реликты линейных кор выветривания. Древние врезы выполнены плохоокатанными галечниками и щебнем в песчано-глинистом заполнителе, суглинками, супесями, глинистыми песками с включением щебня, пылеватыми супесями с обильными растительными остатками и прослоями торфа. По горным выработкам, вскрывшим древние долины, в них достоверно устанавливаются два седиментационных цикла, раз-

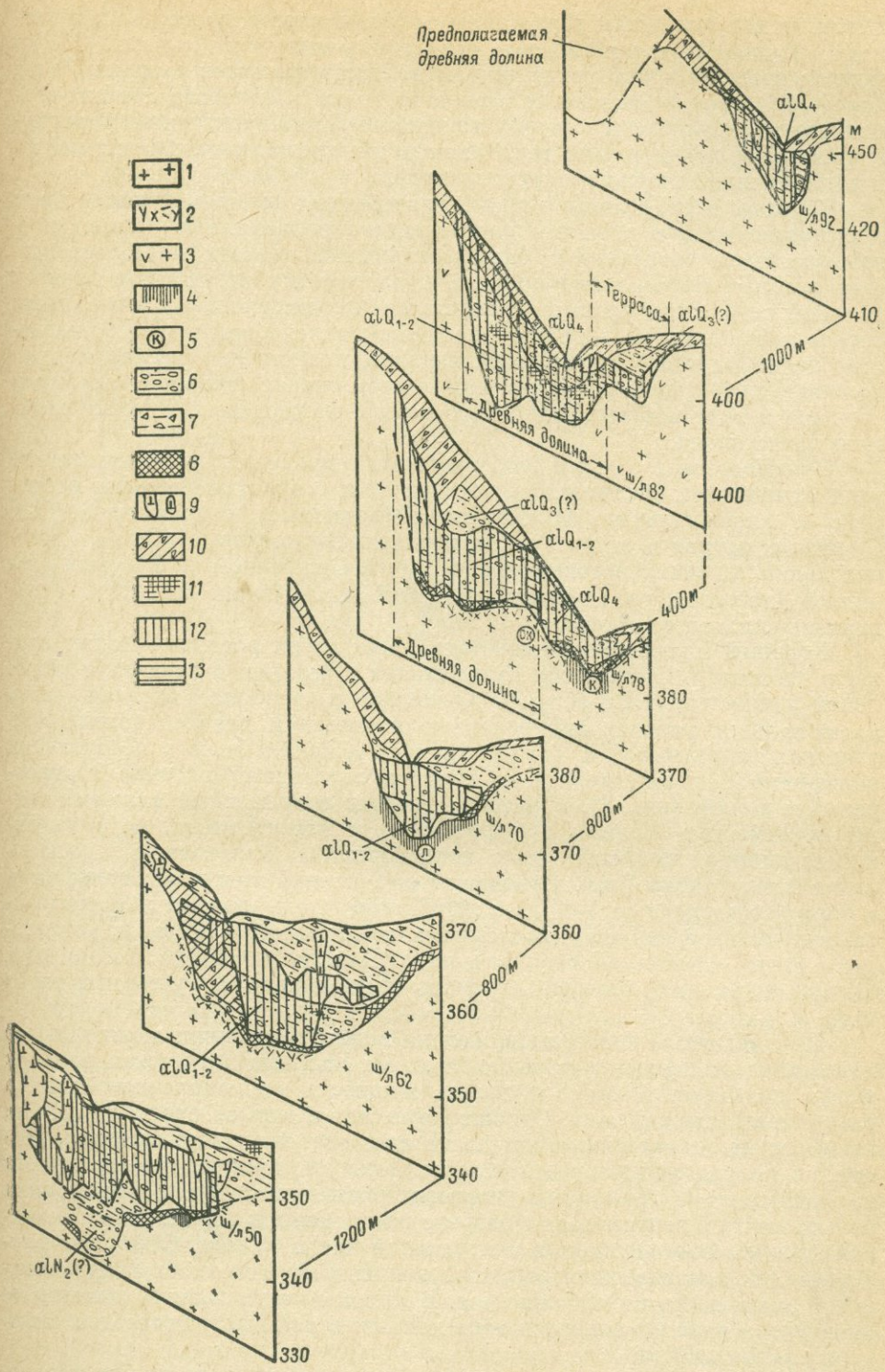


Рис. 2. Оловянно-вольфрамовая россыпь р. Омчиканди.

1 — порфировидные биотитовые граниты; *2* — они же, трещиноватые; *3* — метасоматически измененные кварцевые порфиры; *4* — линейные коры выветривания; *5* — вторичные изменения (*К* — каолинизация, *ОК* — окварцевание, *Л* — лимонитизация); аллювиальные отложения: *6* — галька в песчано-глинистом заполнителе, *7* — илы со щебнем, галькой, прослоями торфа. *8* — щебень и галька в глинистом заполнителе (приплотиковая фация), *9* — жильные льды; *10* — склоновые отложения: щебнистые суглинки и супеси; *11* — органогенные отложения (торф); *12* — промышленный контур россыпи; *13* — забалансовая часть россыпи.

деленных выдержанным горизонтом торфа и илов с древесными остатками. Верхи разреза насыщены клиновидно-жильными льдами. Состав гальки: граниты и роговики, причем на долю гранитов приходится не более 50% общего состава гальки, в то время как состав песчано-гравийного материала существенно аркозовый. Указанная толща перекрывается солифлюкционными шлейфами; в нее вложены отложения поймы и надпойменной террасы (террасоувала).

Глубины и продольные уклоны погребенных долин свидетельствуют о существовании в прошлом расчлененного рельефа с глубокими врезами на месте современных слабовыраженных распадков. Последовавшая позднее аккумуляция привела к частичному погребению древней долиной сети. Этот процесс завершился формированием поверхности озерно-аллювиальной террасы, заходящей далеко вверх по большинству долин района и датируемой верхним плейстоценом. Современные долины с характерным для них комплексом террас (террасоувал) были созданы в ходе нового эрозионного цикла, начавшегося в конце верхнего плейстоцена.

В соответствии с этими особенностями в пределах Омчикандинского узла отмечаются следующие генетические и возрастные группы россыпей: 1. Аллювиальные: а) пойменные (долинные), современные (Q_4); б) низких террас и террасоувала, верхнеплейстоценовые (Q_3); в) древних долин, нижнеплейстоценовые (Q_{1-2}); 2. Склоновые; 3. Россыпи распадков (ложков), представляющие собой образования сложного флювиально-склонового генезиса.

Хорошей иллюстрацией сочетания всех групп россыпей может служить россыпь р. Омчиканди, занимающая в верхнем и среднем течении почти полностью ложе долины. Основная и наиболее богатая часть аллювиальной россыпи приурочена к отложениям древней долины. На участках ее размыва, а также за счет дополнительного поступления вольфрамита и касситерита со склонов образованы россыпь террасоувала и поймы (рис. 2). В нижнем течении современный аллювий также повсеместно заражен вольфрамитом и касситеритом, не образующими, однако, промышленных концентраций. Разведанная россыпь имеет длину около 8 *км*. Отношение содержаний трехокиси вольфрама к олову составляет от 1 : 1 до 2 : 1. Помимо вольфрамита и касситерита, являющихся ведущими полезными компонентами россыпи, установлены также шеелит, арсенопирит, пирит, висмутин, самородный висмут, циркон, ильменит, флюорит, гранат, сфен, скородит, турмалин, топаз и др.

Продуктивный пласт выдержан на всем протяжении; мощность его колеблется от первых метров до 20 *м*. На отдельных участках россыпи торфа практически отсутствуют, и мощность промышленного пласта равна мощности аллювия. Отношение песков и торфов равно 2,6 : 1, что, несмотря на значительные мощности аллювия, позволяет относить россыпь в разряд весьма рентабельных. Контуры промышленного пласта не совпадают с границами литологических горизонтов. Концентрации вольфрамита в вертикальном разрезе распределены неравномерно, с максимальным обогащением в центральной части пласта. Обычно характерная для золотоносных россыпей концентрация металла в приплотиковой части здесь не наблюдается. В нижней части долины россыпь не оконтурена и по предварительным данным в ней выделяются два самостоятельных пласта.

В плане россыпь имеет конфигурацию линзы с раздувом в центральной части, в целом повторяющую контур долины. Максимальные содержания вольфрамита приурочены к левому борту долины, что обусловлено размывом лежащих несколько выше по течению мощных

кварцевых жил, содержащих вольфрамит. Особенности распределения вольфрамита в аллювии позволяют предположить наличие склоновой россыпи по левобережью, оценка которой до настоящего времени не проведена. В нижней части россыпи фиксируются также локальные максимумы, обусловленные, по-видимому, дополнительными источниками питания, не выявленными при разведке месторождения (рис. 3).

Наряду с аллювиальной россыпью по правобережью р. Омчиканди установлена склоновая (делювиальная) россыпь, пространственно смыкающаяся с комплексом аллювиальных россыпей. Она не только играет существенную роль в питании аллювиальной россыпи, но и представляет самостоятельный промышленный интерес. Мощность ее состав-

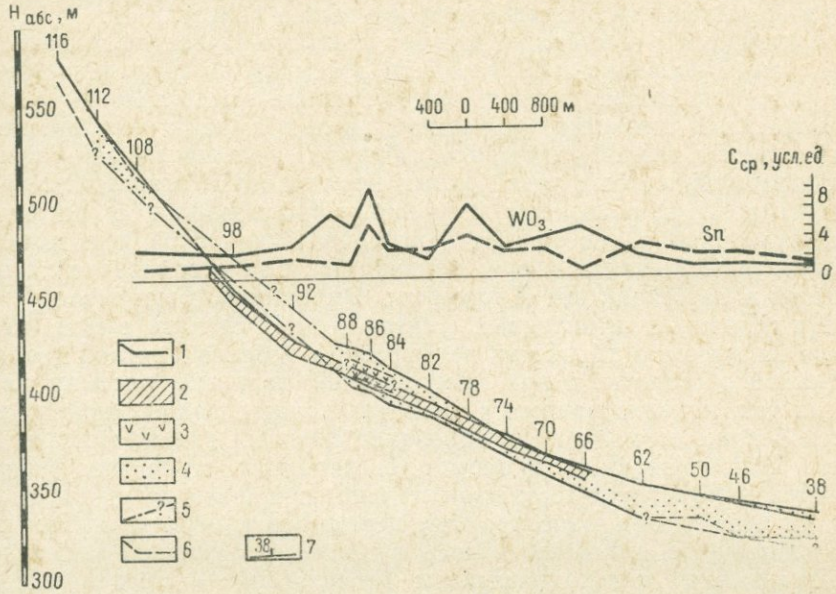


Рис. 3. Продольный разрез оловянно-вольфрамовой россыпи р. Омчиканди.
1 — урез р. Омчиканди; *2* — долинная россыпь; *3* — россыпь террасоувала; *4* — россыпь древней долины; *5* — предполагаемое продолжение россыпи древней долины; *6* — подошва аллювиальных отложений; *7* — номера шурфовочных линий.

ляет 2,5 *м*. В связи с преобладанием в рудных телах правобережья оловянной минерализации соотношение трехокиси вольфрама и олова в россыпи в отличие от аллювиальной составляет 1 : 1,5 при среднем содержании, в 1,5—2,0 раза превышающем среднее для аллювиальной россыпи.

По левому борту, как уже отмечалось, также предполагается наличие склоновой россыпи, но существенно вольфрамитовой. В склоновой россыпи четко выражены явления вертикальной гравитационной сортировки материала, обусловившие приуроченность наиболее обогащенной части пласта к основанию разреза.

Из других россыпей, развитых в пределах узла, наибольший интерес представляет погребенная аллювиальная россыпь руч. Волчец. Ее особенностью является наличие мощного пласта, приуроченного к верхам 30-метровой толщи отложений, выполняющих глубокий врез в самых истоках ручья и перекрытых солифлюкционными шлейфами.

Перечисленные факты свидетельствуют о том, что формирование вольфрамовых россыпей на Полоусном хребте имеет длительную и сложную историю. Начало формирования продуктивных отложений по времени не совпадает с моментом заложения гидросети района. Нали-

чие висячих пластов в древних толщах свидетельствует о сравнительно недавнем вскрытии рудных тел. В период формирования отложений нижней части разреза, выполняющих древние долины, эродировалась лишь слабометаллоносная ороговикованная кровля интрузии. Время вскрытия основной массы рудных тел, исходя из данных стратиграфии рыхлых отложений, можно датировать нижним плейстоценом, в то время как заложение гидросети относится к концу палеогена — началу неогена.

В нижне-среднечетвертичный этап, в фазу заполнения древних долин, сформировались наиболее мощные и богатые части россыпей. Второй цикл россыпеобразования начался на границе среднего и верхнего плейстоцена и ознаменовался частичным размывом более древней россыпи и образованием россыпей террасоувала и поймы.

Имеющиеся в настоящий момент поисково-разведочные данные по комплексным оловянно-вольфрамовым россыпям Омчикандинского рудного узла радикально меняют существующие представления о малой промышленной ценности россыпных вольфрамовых месторождений. Общая оценка геолого-геоморфологических условий района, критический пересмотр старых разведочных материалов и результаты последних исследований позволяют с уверенностью говорить о расширении перспектив района как за счет переоценки запасов по уже известным россыпям р. Омчиканди и руч. Волчец, так и за счет выявления новых россыпей в бассейнах рек Дарпытчан, Омчикандя, Дьюдякчан.

На основании изложенных фактов можно сделать вывод, что несмотря на высокую хрупкость вольфрамита в благоприятной геоморфологической обстановке и при многократной подпитке россыпи за счет рудных тел, локализованных в пределах долины, заложенной по тектонической зоне, возможно формирование крупных вольфрамитовых россыпей. Благоприятными в геоморфологическом отношении районами являются морфоструктуры с относительно спокойным режимом, где россыпи не испытывали многократных перемывов и переотложения полезного компонента, а формировались в процессе пойменной аккумуляции.

Дальнейшие целенаправленные исследования в пределах Полоусного хребта и прилегающих районов Северной Якутии должны, несомненно, привести к открытию новых промышленных россыпей вольфрамита.

ЛИТЕРАТУРА

Бы бочкин А. М. 1965. Месторождения вольфрама и закономерности их размещения. М., изд. «Недра».

Трушков Ю. Н. 1964. Типы и особенности оловянно-вольфрамовых россыпей Северо-Востока СССР. В сб.: «Геология россыпей Якутии». М., изд. «Наука».

ЗНАЧЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ ВОЛЬФРАМИТОВ И КАССИТЕРИТОВ ПРИ ИЗУЧЕНИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РАЙОНОВ

Л. З. Быховский, Н. В. Хмара

Центральная геохимическая экспедиция ИМГРЭ

В основу данной статьи положен большой фактический материал по распределению элементов-примесей в вольфрамитах и касситеритах почти по 200 месторождениям и рудопроявлениям различных районов Союза (Средняя Азия, Калба, Горный Алтай, Забайкалье, Северо-Во-

сток), по которым было отобрано более 1200 проб. Эти пробы анализировались химическим методом на тантал, ниобий и частично индий и спектральным количественным — на скандий. Установленные закономерности в распределении элементов-примесей вольфрамитов и касситеритов позволяют использовать их при решении ряда вопросов, связанных с поисками и оценкой рудных месторождений.

Распределение элементов-примесей в рудных минералах зависит от многих геологических и геохимических факторов. Важнейшими из них являются генетический тип месторождения, металлогеническая специализация рудных узлов и районов, удаленность от материнской интрузии и состав вмещающих пород. Роль этих факторов для разных элементов существенно различна.

Зависимость распределения элементов-примесей касситеритов и вольфрамитов от генетического типа месторождений освещена в работах Я. Д. Готмана, А. М. Болдыревой, И. Ф. Григорьева и Е. И. Доломановой, А. С. Дудыкиной, Л. Ф. Борисенко и других исследователей и здесь подробно не рассматривается. Укажем лишь, что наиболее высокие концентрации тантала характерны для минералов пегматитовой и апогранитовой формаций, где содержание тантала, а также ниобия обычно около 1% и более. Вольфрамиты и касситериты кварц-вольфрамит-касситеритовой формации содержат обычно сотые, реже десятые доли процента тантала и десятые — сотые доли процента ниобия. В минералах же касситерит-силикатной, касситерит-сульфидной и скарновой формаций содержание тантала не превышает тысячных долей процента, а ниобия лишь иногда достигает сотых долей, обычно составляя тысячные.

Наиболее высокие концентрации скандия — сотые и реже десятые доли процента характерны для вольфрамитов и касситеритов из месторождений кварц-касситеритовой формации. Минералы всех других формаций содержат лишь тысячные доли процента скандия. Но и в пределах кварц-касситеритовой формации содержание скандия резко варьирует от первых тысячных долей до 1%. По-видимому решающую роль в распределении скандия играет не генетический тип месторождения, а металлогеническая специализация отдельных рудных узлов и иногда геохимические особенности рудных регионов.

Существующее мнение о преимущественной концентрации индия в низкотемпературных месторождениях не всегда справедливо. Хотя действительно касситериты и вольфрамиты месторождений силикатно-касситеритовой и, особенно, сульфидно-касситеритовой формации содержат обычно первые десятки *г/т* индия (до 70—100), в отдельных месторождениях низкотемпературных формаций индий не устанавливается. Так, вольфрамиты Барун-Шивеинского месторождения содержат индия менее 0,5 *г/т*. В то же время месторождения высокотемпературных формаций нередко характеризуются резко повышенными содержаниями индия. Так, в вольфрамитах из апогранитов Кировского месторождения установлено до 160 *г/т* индия, а в касситеритах из апогранитов Кестерского месторождения — до 58 *г/т*. Вольфрамиты и касситериты месторождений кварц-касситеритовой формации также нередко содержат до 40—60 *г/т* индия (Полярное, Зун-Килькинда, Светлое и др.).

Весьма характерным элементом-примесью касситеритов, зависящим от генетической формации, как уже отмечалось рядом исследователей (Я. Д. Готман, А. С. Дудыкина и др.), является вольфрам.

Таким образом, по содержанию ряда элементов-примесей в касситеритах и вольфрамитах и в первую очередь по концентрации тантала и ниобия можно судить о генетическом типе месторождения. Это дает возможность по химическому составу вольфрамитов и касситеритов в

россыпи или шлихе определять тип месторождения — источника россыпи или шлиха и тем самым облегчает поиски коренных месторождений.

Другим важнейшим фактором распределения элементов-примесей в рудных минералах является удаленность рудных тел от материнской интрузии. Собственно, уже при рассмотрении зависимости их концентрации от генетического типа ясно, что наиболее низкими содержаниями тантала, ниобия и скандия характеризуются месторождения, наиболее удаленные от материнского очага или развивающиеся вне видимой связи с интрузиями (месторождения касситерит-сульфидной формации). Постепенное изменение концентрации тантала, ниобия и скандия в вольфрамитах и касситеритах по мере удаления от гранитного интрузива было установлено нами на примере отдельных рудных узлов Забайкалья и Якутии и С. Ф. Луговым (1967) на Чукотке, причем отмечается как горизонтальная зональность в распределении элементов-примесей (Четырбоцкая и др., 1967), так и вертикальная (Лугов, 1967).

Важную роль играет и состав вмещающих пород в распределении элементов-примесей. Наиболее высокие концентрации почти всех элементов-примесей, как уже указывалось, отмечаются в вольфрамитах и касситеритах рудных тел, залегающих в материнских гранитоидах. В алюмосиликатных породах содержания тантала, ниобия и скандия обычно изменяются довольно закономерно по мере удаления от материнской интрузии. В карбонатных породах содержание всех элементов-примесей резко падает даже вблизи материнской интрузии, что находит свое отражение и в низких содержаниях элементов-примесей в касситеритах и шеелитах скарновых месторождений.

При движении минералообразующих растворов от источника трудноподвижные элементы-примеси отстают от ведущего рудообразующего элемента (Овчинников, 1964), однако, обладая различной подвижностью в рудных растворах, они удаляются от источника на разные расстояния. Так, наименее подвижен тантал, затем скандий и ниобий. Индий в отличие от них обладает высокой подвижностью. Поэтому, изучив в пределах одного рудного узла или даже однотипного рудного района распределение элементов-примесей месторождения, вскрытого на разных горизонтах, можно говорить о возможности определения глубинности всех остальных месторождений и рудопроявлений данного узла по поверхностным пробам. Известны работы в этом направлении, проведенные на месторождениях касситерит-сульфидной формации (Никулин, 1966; Осипова и др., 1968), на месторождениях кварц-касситеритовой формации (Лугов, 1967).

Наряду с рассмотренными факторами значительную роль играют геохимические особенности отдельных рудных узлов и районов. Очевидно, что в различных геохимических провинциях могут сравниваться лишь однотипные месторождения, залегающие в материнских гранитоидах, так как в противном случае роль других факторов (генетический тип, удаленность от интрузии и др.) является значительно более контрастной по сравнению с региональными геохимическими особенностями и может существенно их исказить.

Для тантала и скандия установлена определяющая роль специализации отдельных рудных узлов, хотя и общие региональные особенности устанавливаются довольно четко, особенно для тантала. Нами уже отмечалось (Быховский, 1967), что вольфрамиты оловянно-вольфрамовых провинций обогащены танталом в 2—3 раза больше по сравнению с вольфрамитами вольфрам-молибденовых провинций. Молибден присутствует исключительно в вольфрамитах вольфрам-молибденовых районов и, как правило, отсутствует в вольфрамитах оловянно-вольфрамовых районов.

Для месторождений с однотипной минерализацией (Соктуйский и Антоновогорский рудные узлы в Забайкалье, Восточно-Калбинское и Убинское рудные поля на Калбе) в пределах рудных узлов концентрации элементов-примесей на обширных территориях близкие, с коэффициентом вариации, не превышающим 50—60%. Подобные закономерности сохраняются даже в пределах целых рудных районов при их однотипном геологическом строении (Кукульбейский рудный район в Забайкалье), где коэффициент вариации содержаний тантала в вольфрамитах составляет 80%, а ниобия— 75%.

Таким образом, содержание и соотношение элементов-примесей в вольфрамитах и касситеритах может указывать на генетическую связь оруденения с определенным комплексом гранитоидов.

По содержанию скандия в вольфрамитах всеми исследователями выделяется Центральный Казахстан как ярко выраженная скандиеносная провинция. В пределах других рудных провинций выделяются лишь отдельные рудные узлы, вольфрамиты и касситериты которых характеризуются повышенными концентрациями скандия. Так, в пределах Горного Алтая и Калбы, на фоне общих низких содержаний скандия (тысячные доли процента) резко выделяются месторождения вольфрама, связанные с Миролюбовским выступом (где содержание скандия — 0,5% в вольфрамитах), в Забайкалье — месторождения Соктуйского и Этыкинского рудных узлов, на северо-востоке Якутии — Омчикандинский рудный узел с уникальными содержаниями скандия.

Значительно реже отмечаются резкие различия в содержаниях скандия в пределах одного рудного узла, что отмечено для Орловско-Спокойнинского узла. Здесь повышенные содержания скандия отмечены в вольфрамитах (0,03%) и касситеритах (0,03%) из месторождений, расположенных в непосредственной близости от Хуху-Челотуйского выступа, в месторождениях же и рудопроявлениях, тяготеющих к Спокойнинскому выступу, отмечаются пониженные содержания скандия (в вольфрамитах 0,004%, касситеритах 0,002%). По-видимому, подобные различия объясняются специфическими условиями формирования этих массивов.

Заслуживают внимания данные о том, что при одновременном или близком во времени образовании вольфрамитов и касситеритов они характеризуются довольно близкими концентрациями одних и тех же элементов-примесей в пределах как рудных узлов, так и целых регионов. Причем вольфрамиты содержат обычно в 1,3—3 раза более высокие концентрации всех элементов примесей. Эта закономерность может быть использована при решении вопросов о возрастных взаимоотношениях оловянной и вольфрамовой минерализации в пределах рудных узлов либо отдельных месторождений.

Преимущественная концентрация тантала в вольфрамитах и касситеритах из танталоносных рудных узлов позволила нам в 1965 г. рекомендовать новый геохимический метод оценки потенциальной танталоносности гранитоидов по концентрации тантала в вольфрамитах и касситеритах (Четырбоцкая и др., 1967). Широкая апробация этого метода в 1965—1967 гг. в комплексе с изучением геохимической специализации гранитоидов в различных районах Советского Союза показала высокую его эффективность и привела к открытию нового танталового рудопроявления в северо-восточной Якутии и к выявлению контрастной геохимической аномалии, предположительно связаной с невскрытым куполом рудоносных апогранитов на Горном Алтае (Г. И. Шумов и Л. З. Быховский).

Изучение элементов-примесей в вольфрамитах и касситеритах оловянно-вольфрамового месторождения в северо-восточной Якутии не

только привело к открытию танталового рудопроявления, но и способствовало уточнению ряда вопросов, связанных с генезисом месторождения. Поэтому следует остановиться более детально на результатах изучения этого месторождения. Расположено оно в пределах хр. Полоусного, в центральной части батолитоподобного массива гранитоидов верхнеюрского — нижнемелового возраста. Предыдущими исследователями оно рассматривалось как типичный представитель месторождений, пространственно и генетически связанных с батолитоподобными интрузиями (Некрасов, 1961).

Массив сложен различной зернистости биотитовыми и лейкократовыми гранитами, гранит-порфирами и гранит-аплитами. В центральной части массив прорван дайкообразным телом (0,5 × 2,5 *км*) интенсивно метасоматически измененных кварцевых порфиров, которые принимались за грейзенизированные аляскиты, представляющие, по мнению И. Я. Некрасова (1961), конечную фазу гранитоидов батолитоподных интрузий.

Структура рудного поля оловянно-вольфрамового месторождения штокверкоподобная, рудные тела залегают как в метасоматически измененных кварцевых порфирах и грейзенах, развитых по ним, так и в удалении от них (до 1,5 *км*) — среди биотитовых гранитов. Представлены рудные тела кварцевыми, полевошпато-кварцевыми и топазо-кварцевыми жилами с касситеритом, вольфрамитом, молибденитом, арсенопиритом, галенитом, сфалеритом, самородным висмутом, висмутином, пиритом, пирротином.

По минералогическому составу рудные тела, залегающие в кварцевых порфирах, несколько отличаются от жил, залегающих в биотитовых гранитах. Для первых характерны касситерит, арсенопирит, топаз, подчиненное значение имеет вольфрамит. По мере удаления от тела кварцевых порфиров, в 0,2—0,8 *км* от них, расположены кварцевые жилы с вольфрамитом и молибденитом. Касситерит и арсенопирит являются здесь второстепенными минералами, играющими резко подчиненную роль. Рудные тела, наиболее удаленные от выхода кварцевых порфиров (на 1,5—2,0 *км*), характеризуются наличием вольфрамита и сфалерита. Молибденит здесь в резко подчиненном количестве, а касситерит присутствует в качестве акцессорного минерала. Обычно в значительных количествах (до 1,5%) присутствуют галенит, пирит и пирротин. Подобная зональность впервые была отмечена И. Я. Некрасовым (1961), который выделил три зоны с разным характером минерализации в зависимости от уровня эрозионного среза. Переход между этими зонами постепенный.

В зальбандах рудных тел вмещающие породы изменены до грейзенов. У жил, залегающих в кварцевых порфирах, это топазо-слюдяно-кварцевые, слюдяно-кварцевые, топазо-кварцевые и др., у залегающих в биотитовых гранитах — в основном слюдяно-кварцевые грейзены. Макроскопически грейзены по обеим породам трудно различимы.

Вольфрамиты и касситериты из рудных тел месторождения отличаются резко повышенными содержаниями тантала и уникально высокими содержаниями скандия. По содержанию элементов-примесей вольфрамиты и касситериты четко подразделяются на две группы в зависимости от состава вмещающих пород (табл. 1).

К первой группе относятся минералы из рудных тел, залегающих в метасоматически измененных кварцевых порфирах. Для них характерны наиболее высокие концентрации элементов-примесей. Так, содержание пятиокиси тантала в вольфрамитах этой группы колеблется от 0,20 до 0,81% при среднем содержании 0,43%, концентрация пятиокиси ниобия изменяется от 0,41 до 1,7%, составляя в среднем 0,8%, а содер-

Таблица 1

Распределение элементов-примесей в вольфрамитах и касситеритах месторождения

Минералы	Вмещающие породы	Элементы-примеси	Число анализов	Закон распределения	Среднее арифметическое содержаний,* z/m	Среднее арифметическое логарифмов содержаний	Среднее квадратичное отклонение содержаний или логарифмов содержаний	Коэффициент вариации содержаний, %	Доверительные границы колебания содержаний с вероятностью 99% для граничных значений
Касситериты	Метасоматически измененные кварцевые порфиры (I группа)	Ta_2O_5	16	Л**	948±454	2,876±0,130	0,266	95,7	151—3741
		Nb_2O_5	16	Л	1436±594	3,049±0,150	0,302	83,0	181—6918
		Sc	8	—	1060				
	Биотитовые граниты (II группа)	Ta_2O_5	12	Л	428±142	2,578±0,120	0,218	57,0	95—1515
		Nb_2O_5	12	Л	1349±569	3,026±0,180	0,311	73,0	147—7656
		Sc	8	—	340				
Вольфрамиты	Метасоматически измененные кварцевые порфиры (I группа)	Ta_2O_5	14	Л	4321±1096	3,590±0,110	0,205	47,0	1099—13770
		Nb_2O_5	14	Л	8114±1898	3,875±0,090	0,173	43,8	2582—21780
		Sc	8	—	3700				
	Биотитовые граниты (II группа)	Ta_2O_5	20	Л	595±1821	2,672±0,145	0,324	68,2	70—3148
		Nb_2O_5	20	Н***	3690± 629	—	1406	38,1	737—6643
		Sc	8	—	1270				

Примечание. Анализы выполнялись в лаборатории ЦГЭ ИМГРЭ; Ta_2O_5 и Nb_2O_5 определялись химическим методом, Sc — количественным спектральным. * ошибка определения среднего арифметического дана с вероятностью 0,95. ** логарифмически нормальный закон. *** нормальный закон.

жание скандия — от 0,1 до 0,8%, в среднем 0,37%. Содержание пятиокиси тантала в касситеритах колеблется от 0,031 до 0,4%, составляя в среднем 0,095%, пятиокиси ниобия — от 0,052 до 0,46%, в среднем 0,14%, и скандия — от 0,047 до 0,15%.

Ко второй группе относятся минералы из рудных тел, залегающих в биотитовых гранитах. Они характеризуются более низкими концентрациями элементов-примесей. Так, вольфрамиты этой группы содержат в среднем пятиокиси тантала в 5 раз, пятиокиси ниобия — 2,2 раза и скандия почти в три раза меньше по сравнению с вольфрамитами первой группы. Касситериты характеризуются меньшей изменчивостью, в них среднее содержание тантала по сравнению с касситеритами пер-

Таблица 2

Химический состав вольфрамитов месторождения

Компоненты	Вмещающие породы			
	Метасоматически измененные кварцевые порфиры		Биотитовые граниты	
	Пр. 7029в	Пр. 7031б	Пр. 8514	Пр. 8515б
WO_3	76,42	73,99	74,34	74,00
FeO	9,56	9,73	8,26	9,46
MnO	12,91	13,84	16,54	15,19
SiO_2	0,26	0,66	0,56	0,59
Ta_2O_5	0,32	0,36	0,10	0,10
Nb_2O_5	0,79	0,56	0,26	0,33
Сумма . . .	100,26	99,14	100,06	99,67

Примечание. Анализы выполнялись в химической лаборатории ИМГРЭ.

вой группы уменьшается лишь в 1,8 раза, а концентрации ниобия практически одинаковы, и лишь содержание скандия, как и в вольфрамитах, ниже почти в три раза.

Минералы первой и второй групп различаются и по Nb/Ta-отношению. Если в вольфрамитах и касситеритах первой группы это отношение в среднем составляет соответственно 1,5 и 1,3, то для минералов второй группы оно составляет 6,7 и 2,7.

Можно утверждать, что для рудных тел, залегающих в различных вмещающих породах, существовал единый рудный источник, подтверждением чего может служить наличие одних и тех же «сквозных» элементов-примесей в рудных минералах и в особенности скандия, концентрация которого даже в минералах второй группы является резко повышенной. Кроме того, вольфрамиты первой и второй групп близки и по составу основных компонентов, что объясняется как наличием единого рудного источника, так и сравнительно однородным химическим составом вмещающих пород (табл. 2).

Положение об отставании элементов-примесей от ведущего рудообразующего элемента при движении минералообразующих растворов от материнского источника позволило нам предположить, что метасоматически измененные кварцевые порфиры и служили материнскими породами для оловянно-вольфрамовой минерализации. С этими же породами генетически связана и впервые выявленная танталовая минерализация.

Метасоматически измененные кварцевые порфиры представляют собой полностью измененные породы, превращенные в слюдяно-топазовые, топаз-кварцевые и слюдяно-кварцевые грейзены, причем в размещении различных типов грейзенов на поверхности никакой закономер-

ности не наблюдается. Под микроскопом отмечается порфировая структура породы с многочисленными пойкилитовыми врастками в порфировых выделениях кварца. Размер врастков менее 0,1 *мм*, расположены они обычно пунктирно-концентрическими зонами, повторяющими контур зерен кварца. Состав пойкилитовых врастков кварц-топаз-полевошпатовый, соответствующий основной массе породы, и только в западной эндоконтактовой зоне тела кварцевых порфиров наблюдаются альбит-олигоклазовые врастки и основная масса породы имеет тот же состав.

По химическому составу метасоматически измененные кварцевые порфиры представляют собой породу, пересыщенную глиноземом и кремнекислотой, богатую щелочами. Порода обеднена магнием, очень высоко содержание фтора, носителем которого в основном является топаз.

При образовании в процессе кислотного выщелачивания различных типов грейзенов происходит значительный вынос калия и натрия, основными концентраторами которых являются полевые шпаты и слюды. В кварцево-топазовых грейзенах, где полевые шпаты и слюды отсутствуют, содержания K и Na составляют соответственно 0,07 и 0,01%. Очень резко возрастает содержание глинозема, который практически весь связан с топазом.

Как уже отмечалось, с метасоматически измененными кварцевыми порфирами генетически связана впервые выявленная танталовая минерализация. Концентрация пятиокиси тантала в метасоматически измененных кварцевых порфирах и грейзенах достигает 0,021%, составляя в среднем 0,0057%. Полный минералогический анализ объединенных проб грейзенизированных кварцевых порфиров и грейзенов наиболее обогащенных участков установил содержание минералов группы танталит-колумбита в количестве 0,021—0,060%.

Измененные кварцевые порфиры и грейзены, развитые по ним, резко отличаются от околожильных грейзенов в биотитовых гранитах по содержанию олова (среднее 660 против 154 *г/т*), вольфрама (среднее 422 против 24 *г/т*), тантала (среднее 53 против 2,8 *г/т*), скандия (среднее 32 против 19 *г/т*) и других элементов (табл. 3). Интересно отметить, что хотя обогащенность танталом больше в десятки раз по сравнению с гранитоидами массива, содержание ниобия в грейзенизированных кварцевых порфирах, грейзенах и гранитоидах массива примерно одинаково. Отношение Ta к Nb в грейзенизированных кварцевых порфирах составляет 1 : 0,98, в грейзенах 1 : 0,82, а в гранитоидах массива 1 : 10—12.

Все приведенные данные по распределению редких элементов в породах массива и элементов-примесей в вольфрамитах и касситеритах позволяют сделать вывод, что оловянное, вольфрамовое, а также танталовое и скандиевое оруденение генетически связано с телом метасоматически измененных кварцевых порфиров, представляющих, по-видимому, самостоятельный комплекс предположительно верхнемелового возраста. Следует отметить, что к аналогичному выводу независимо от нас пришел и В. В. Бояршинов, проводивший в 1966—1967 гг. геологическую съемку масштаба 1 : 200 000 прилегающей территории и выделивший тяуглякчанский комплекс малых интрузий, экструзий и дайковых пород верхнемелового возраста, с которыми, по его представлениям, генетически связана высокотемпературная оловянно-вольфрамовая минерализация. Этот вывод может иметь крайне важное значение для направления поисковых работ в этом перспективном оловоносном регионе.

Таблица 3

Распределение элементов в грейзенизированных породах и грейзенах

Элементы-примеси	Число анализов	Закон распределения	Среднее арифметическое содержаний, г/т	Среднее квадратическое отклонение содержаний или логарифмов содержаний	Коэффициент вариации содержаний, %	Доверительные границы колебания содержаний с вероятностью 99% для граничных значений	Число анализов	Закон распределения	Среднее арифметическое содержаний, г/т	Среднее квадратическое отклонение содержаний или логарифмов содержаний	Коэффициент вариации содержаний, %	Доверительные границы колебания содержаний с вероятностью 99% для граничных значений
Грейзенизированные биотитовые граниты							Грейзенизированные кварцевые порфиры					
Ta	20		3,0				51	Н	47± 5	18,8	39,9	2— 92
Nb	13		28,0				22	Н	31± 6	13,2	42,6	<1— 64
Li	34	Н	91± 6	35,5	39,0	4—178	31	Л	589±76	0,15	35,8	232—1327
Rb	22	Н	231±19	43,5	19,0	122—340	19	Н	694±62	134,3	19,4	348—1040
Cs	12	Л	9± 1	0,10	25,0	5— 18	9	Л	13± 4	1,67	42,4	3— 32
Be	23	Л	1,1±0,4	0,35	94,0	0,1—6,2	30	Л	1,3±0,3	0,25	71,2	<0,1—4,4
Sn	34	Л	14± 6	0,36	160,0	0,1— 71	34	Л	72±35	0,43	40,4	4— 460
W	34	Л	24± 7	0,35	90,1	3—131	32	Л	98±32	0,33	93,9	11— 467
Pb	34	Л	56±26	0,39	138,4	4—318	31	Л	124±47	0,48	106,5	5—1089
Mo	34	Л	4,4±1,0	0,31	70,5	<1— 20	31	Л	24±11	0,49	129,0	<1— 201
Sc	22	Л	3,0±0,8	0,28	62,0	0,5—12,0	31	Л	16± 4	0,35	73,0	2— 90
Грейзен по биотитовым гранитам							Грейзен по кварцевым порфирам					
Ta	15	Л	2,8±1,1	0,27	77,0	<1— 12	107	Л	49± 5	0,24	54,5	11— 159
Nb	18	Л	37± 15	0,35	83,0	3— 220	35	Л	33± 5	0,22	47,7	8— 105
Li	16	Л	2354±525	0,20	44,6	628—9120	60	Л	2127±204	0,15	37,1	859—4571
Rb	16	Л	1080±158	0,12	29,0	498—2163	57	Л	1136± 81	0,12	27,0	575—2080
Cs	15	Л	36± 5	0,12	26,3	17— 72	36	Л	40± 5	0,16	36,3	15— 92
Be	30	Л	3,2±1,0	0,39	86,0	<0,1—20,3	73	Л	1,4±0,4	0,44	121,0	<0,1—9,3
Sn	29	Л	154±58	0,37	100,8	13—857	67	Л	100± 20	0,37	80,8	9— 557
W	24	Л	24± 8	0,21	68,0	5— 71	69	Л	264± 61	0,46	96,6	13—1950
Mo	06	Н	17± 6	14,9	88,0	<1—54,1	69	Л	38± 8	0,40	89,1	<1— 117
Pb	29	Л	154±61	0,43	107,8	8—1154	75	Л	382±117	0,51	132,5	12—3266
Sc	31	Л	19± 5	0,34	67,0	2— 102	73	Н	32± 5	20,8	65,1	0— 81

Примечание. Анализы выполнены в спектральной и химической лабораториях ЦГЭ ИМГРЭ. Ta и Nb определялись химическим методом, Li, Rb и Cs — методом фотометрии пламени, остальные элементы — приближенно-количественным анализом.

Таким образом, изучение элементов-примесей в вольфрамитах и касситеритах может успешно использоваться при решении следующих вопросов.

1. Выяснение генетической связи оловянной и вольфрамовой минерализации с определенным массивом или комплексом пород.

2. При поисках собственно танталовых месторождений (по танталоносности вольфрамитов и касситеритов).

3. Для определения глубинности оруденения, эрозионного среза и перспектив оруденения на глубину.

4. Выяснение возрастных взаимоотношений оловянной и вольфрамовой минерализации в пределах отдельных рудных узлов и месторождений.

5. Для установления связи оловянных и вольфрамовых россыпей с коренными источниками.

ЛИТЕРАТУРА

Быховский Л. З. 1967. Возможности комплексного использования вольфрамитовых концентратов. В сб.: «Минералогия и геохимия вольфрамитовых м-ний». Изд. ЛГУ.

Лугов С. Ф. 1967. Особенности минерального состава вольфрамитовых месторождений центральной Чукотки и вопросы зональности. В сб.: «Минералогия и геохимия вольфрамитовых м-ний». Изд. ЛГУ.

Некрасов И. Я. 1961. Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхоянско-Чукотской складчатой области. М., изд. АН СССР.

Никулин Н. Н. 1966. Распределение индия, ниобия и скандия в касситеритах Хинганского м-ния. В сб.: «Генетические типы, условия образования и закономерности размещения м-ний олова и вольфрама северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса». Владивосток, изд. ДВФ СО АН СССР.

Овчинников Л. Н. 1964. Элементы-примеси как индикаторы процессов рудообразования и использование закономерностей их распределения при поисках и разведке рудных м-ний. В кн.: «Химия земной коры», т. II. М., изд. «Наука».

Осипова Г. А., Е. А. Радкевич, А. М. Кокорин, Д. К. Кокорина, П. Г. Коростелев, Г. М. Сапрыкина, М. В. Степанова. 1968. Геохимические критерии глубинности минерализации в некоторых оловянных и полиметаллических м-ниях Дальнего Востока СССР. В сб.: «Эндогенные рудные м-ния». М., изд. «Наука».

Четырбоцкая И. И., Л. З. Быховский, И. И. Гетманский, Г. И. Шумов. 1967. Танталоносность вольфрамитов и касситеритов — критерий поисков месторождений тантала. «Разведка и охрана недр», № 8.

ВОЛЬФРАМОНОСНЫЕ, ТАНТАЛОНОСНЫЕ И НИОБИЙ-ФТОРОНОСНЫЕ ТИПЫ ГРАНИТОИДОВ И СОПРОВОЖДАЮЩИЕ ИХ ПРОДУКТИВНЫЕ ФОРМАЦИИ

(на примере Восточного Забайкалья)

А. М. Гребенников

Читинское геологическое управление

Всестороннее и тщательное изучение минерального состава, петрохимических и геохимических особенностей 36 массивов, сложенных гранитоидами Кукульбейского интрузивного комплекса, позволило выделить среди них: а) вольфрамоносные (Барабанов, 1961; Сырицо, 1967), б) танталоносные (Беус, Залашкова, 1965) и в) ниобий-фтороносные. Промежуточное положение занимают оловоносные гранитоиды. Каждый тип обладает характерными акцессорно-минеральными индикаторными ассоциациями, петрохимическими и геохимическими особен-

ностями. В большинстве случаев геохимическая специализация неизмененных гранитов, по-видимому, является отражением сопровождающих их постмагматических процессов, т. е. она предопределяет в какой-то мере дальнейший ход метасоматических процессов.

Характерной особенностью более раннего вольфрамового типа гранитоидов является ильменит-циркон-монацит-апатитовая ассоциация минералов с ксенотимом. В неизмененных гранитах этого типа апатит

Таблица 1

Средние содержания акцессорных минералов в слабомикроклинизированных биотитовых порфировидных гранитах, потенциально рудоносных на вольфрам, олово, тантал, ниобий и фтор, *г/т*

Типоморфные минералы	Гранитоиды		
	вольфрамоносные	танталоносные (оловоносные)	ниобий-фтороносные
Апатит	300—1018	60,1	1,36
Монацит	65,67	77,8	35,13
Ильменит	521—668	250	21,74
Анатаз	—	104,6	1,13
Рутил	3,5	—	—
Ксенотим	3—22,2	2,8	—
Турмалин	1—174	—	—
Циркон	104—152	4,6	1,54
Циркон радиоактивный	—	40,7	241,8
Самарскит	3,4	—	—
Флюорит	22,0	—	1168,3
Топаз	0,5	—	6,6
Торит	1,2	2,8	6,74

Таблица 2

Весовые соотношения между индикаторными акцессорными минералами в разных типах гранитоидов Кукульбейского интрузивного комплекса

Отношения минералов	Вольфрамоносные	Танталоносные (оловоносные)	Ниобий-фтороносные
Порфировидные биотитовые граниты			
Апатит к монациту	5:1, 15:1	1:2—2,5	1:23
Радиоактивный циркон к циркону	0:104—152	9:1	161:1
Ильменит к анатазу	521—668:0	2,5:1	19:1
Флюорит к топазу	11:1		177:1
Апограниты			
Флюорит к топазу	438:1; 3,8:1	5,24:1; 1:47	1:7
Танталит-колумбит к микролиту	— 1:0	15—24:1; 4,9—22:1	48:0

преобладает над монацитом (весовые их отношения от 5:1 до 15:1). Для них также характерно повышенное содержание циркона (104—152 *г/т*) при полном отсутствии радиоактивного циркона (табл. 1, 2, 3).

Породообразующие и акцессорные минералы-носители и концентраторы тантала, ниобия и олова (биотит, ильменит) содержат их в вольфрамоносных гранитах в пониженных количествах по сравнению с теми же минералами танталового типа гранитов. Полевые шпаты вольфрамового типа концентрируют цирконий 220 *г/т*, висмут 45 *г/т*, вольфрам от 40 до 160 *г/т*; в танталовом типе содержание вольфрама не превышает 20 *г/т*, а висмут не установлен. Зеленый мусковит стадии грейзенизации — надежный поисковый признак гранитоидов вольфра-

моносного типа. В вольфрамоносных апогранитах всегда отмечается преобладание калия над натрием.

Для гранитов, потенциально рудоносных на тантал, ниобий, олово и редкие щелочи, характерна ильменит-монацитовая ассоциация акцессориев с анатазом и радиоактивным цирконием.

В отличие от вольфрамоносного типа гранитов здесь наблюдается преобладание монацита над апатитом (отношение апатита к монациту 1 : 2—1.5. Содержание ильменита в танталоносных гранитоидах меньше в два раза и не превышает 250 *г/т*, циркона в 25—30 раз меньше, чем в первых. Установлены повышенные количества типоморфного анатаза (до 104 *г/т*) и радиоактивного циркона с одновременным убыванием обычного циркона; их весовые соотношения соответствуют 9 : 1. Апати-

Таблица 3

Средние содержания акцессорных минералов в апогранитах, *г/т*

Типоморфные минералы	1	2	3	4	5
Апатит	334,8	244	—	—	0,11
Монацит	8,5	4,92	9,6	12,4	9,22
Топаз	—	97,8	33,35	50,85	7,01
Флюорит	438,5	370	173,6—543,0	107,4	1,07
Торит	0,7	1,2	—	—	2,27
Гранат	0,8	95,2	35,4	1,3	0,9
Танталит-колумбит	—	1,0	36,4—57,8	74,9	48,12
Микролит-пирохлор	—	—	2,4	3,4—15,2	—
Вольфрамит	735	2021	—	0,5— 1,0	—
Касситерит	—	0,4	0,6—2824	20,3	6,0
Пирит	1278	203	64,4	22,5	—
Арсенопирит	1313	163,9	26,7	4,7	—
Сфалерит	18,0	6,0	9,2	26,1	—
Циркон	1,9	1,0	—	—	0,76
Циркон радиоактивный	—	—	—	—	99,11

Примечание: 1 — вольфрамоносные апограниты на глубоких горизонтах; 2 — то же в верхних апикальных, прикровельных частях куполов; 3 — танталоносные и оловоносные апограниты на нижних глубоких горизонтах; 4 — то же в верхних апикальных, прикровельных частях куполов; 5 — ниобий-фтороносные апограниты.

ты гранитов танталоносного типа обладают аномально высокими содержаниями суммы редких земель (около 4,5%), а ильмениты характеризуются повышенными акцессорными количествами тантала (8880 *г/т*), ниобия (6790 *г/т*), чем существенно отличаются от апатитов и ильменитов вольфрамоносных гранитов. Вольфрамиты этого типа гранитоидов отличаются аномально высоким содержанием тантала (1372 *г/т*). Биотиты и новообразованные ранние мусковиты являются концентраторами и носителями повышенных количеств тантала, ниобия, олова, лития, фтора и в меньшей мере вольфрама. Полевые шпаты концентрируют свинец до 400 *г/т* и цирконий 40 *г/т*.

В апогранитах такого типа натрий преобладает над калием. Наиболее продуктивные танталоносные метасоматиты сопровождаются лепидолитом (7—15%) и топазом (0,2—2%). Серебристый и сиреневый лепидолит — типичный поисковый признак танталоносных апогранитов. Для постмагматических процессов, сопровождающих танталоносные граниты, характерны грейзенизация, послегрейзеновая альбитизация, амазонитизация и в особенности лепидолитизация и топазизация, обусловившие повышенные концентрации тантало-ниобиевой минерализации.

Ниобий-фтороносные порфировидные биотитовые граниты макроскопически мало чем отличаются от танталоносных. Для них характер-

Средние содержания элементов-примесей в акцессорных и породообразую апогранитах Кукульбейского

Минерал	Вольфрамоносный (с акцессорным бериллием) гранитоид								
	Ta	Nb	W	Sn	Li	Rb	F	TR	Zr
Ильменит	304/7	1897/7	—	10—80/4	—	—	—	—	—
Биотит	50/15	245/15	134,2/2	374/4	1486/35	1496/18	9750/3	—	—
Монацит	376/2	287/2	—	—	—	—	—	—	—
Апатит	64/7	126/7	253/Техн. проба	Сл.	83,7/Техн.	91,5/проба	32000	7700	—
Циркон	76/1	210/1	—	—	—	—	—	—	—
Полевые шпаты	—	20	40—160	7,2/41	46/26; 79/41	575/26	—	—	222/41
Биотит мусковитизированный	80/1	250/1	80/1	400/1	3260/1	340/1	—	—	—
Мусковит	73/29	179/29	123/11	175/10	1070/51	1799/39	8100/8	—	—
Лепидолит	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Вольфрамит в апогранитах	3041/67	4970/47	—	130/7	—	—	—	—	—
Вольфрамит в кварцевых жилах	2051/27	4326/21	1340/5	—	—	—	—	—	—
Касситерит	17600/Техн.	25550/проба	—	—	—	—	—	—	—
Топаз	56/Техн.	105/проба	474	—	79/Техн.	64/проба	—	—	—
Гранат	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Стрюверит	10056	6790	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. В числителе — содержание, *г/т*, в знаменателе — количество проб.

на магнетит-циркон-флюоритовая минеральная ассоциация с аномально высоким содержанием флюорита, циннвальдита и радиоактивного циркона, сопровождающаяся топазом. Содержание монацита в них в два раза меньше чем в танталоносных, ильменита в 12 раз и апатита в 43 раза. В апогранитах, локализованных в верхних апикальных частях (ниобий-фтороносных гранитов), появляется колумбит (до 48,1 *г/т*), касситерит (6 *г/т*) и резко убывает содержание монацита и апатита (табл. 3). Фтор интенсивно выносится в верхние апикальные части, и в ослабленных тектонических зонах отмечаются повышенные

Таблица 4

щих минералах-носителях и концентраторах, в рудоносных типах гранитов и интрузивного комплекса

Танталоносный гранитоид					Оловоносный и литиеносный гранитоиды							
Pb	Cs	Ta	Nb	W	Sn	Li	Rb	F	TR	Zr	Pb	Cs
—	—	8880/10	6790/10	—	Не определялись							
—	309/7	200/3	350/3	180	350—420	2700/8	1551/8	20100/2	—	—	—	300/1
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	45000	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
80/41	—	3	20	20	16/7	57; 180/9; 7	2970/9	—	—	40/7	400/7	—
—	29/1	113/1	160/1	174/1	418/1	4495/16	5279/7	13000/2	—	—	—	—
—	183/12	46/7	79/9	168/3	202/3	4202/21	3816/14	32774/9	—	—	—	376/3
—	—	10/4	42/12	107/7	157/30	19314/17	8226/18	66800/18	—	—	—	—
—	—	13721/3	11830/3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	4421/6	7735/6	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	9332—25600/9—1	6552/9	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	368/3	Не опр.	—	—	130/5	72,5/5	—	—	—	—	—
—	—	80/Техн. проба	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	8800—50850/2	6800—40200/2	—	10398	—	—	—	—	—	—	—

концентрации с образованием флюоритовых месторождений. Индикаторами фтора и ниобия в этом типе гранитов являются слюды. Так, в биотите содержание фтора равно 19500 *г/т*, а в циннвальдите оно повышается до 47100 *г/т*. В биотите акцессорные содержания ниобия достигают 2450 *г/т*, что в восемь раз выше, чем в танталовом типе гранитоидов. Этот тип гранитоидов в основном продуктивен на флюорит и в меньшей мере на ниобий.

Различие между вольфрамоносными, танталоносными и ниобий-фтороносными типами гранитов Кукульбейского комплекса проявляется

прежде всего в минерально-акцессорных ассоциациях и характере распределения в них и в породообразующих минералах таких типоморфных элементов-примесей, как олово, тантал, ниобий, литий и фтор (табл. 4). Оловоносные граниты и микрограниты характеризуются акцессорной ильменит-апатит-монацит-турмалин-флюоритовой ассоциацией минералов с типичным преобладанием калия над натрием и повышенными концентрациями касситерита. Во всех случаях в оловоносных гранитах калий резко преобладает над натрием. По-видимому, геохимическая специализация исходных гранитоидов комплекса предопределяет ту или иную ветвь постмагматического замещения, последняя усиливает присущую каждому типу потенциальную рудоносность.

Таблица 5

Геохимические индикаторные отношения химических элементов в гранитоидах Кукульбейского интрузивного комплекса

Порода	$\frac{Nb}{Ta}$	$\frac{K}{Rb}$	$\frac{Mg}{Li}$	$\frac{Na}{K}$	$\frac{Rb}{Li}$	$\frac{F}{Li}$	$\frac{Rb}{Cs}$
Средние по кислым породам (Виноградов, 1962)	6	167	140	0,8	5	20	40
Бесперспективные на редкие элементы гранитоиды*	16	219	277	1,5	5	Нет данных	
Вольфрамоносные апограниты	2,18	0,037	14,6	0,56—0,83	2,61	19	17—25
Танталоносные апограниты	0,56—1,4	23	0,98	1,26—1,4	0,24—1,12	5,7	30—130
Оловоносные микрогранит-порфиры	1,75	72,3	143,8	0,45	4,0	53	

* Данные Н. Е. Залашковой и А. А. Ситнина, 1967.

В вольфрамоносных апогранитах коэффициент концентрации вольфрама по отношению к исходным порфировидным биотитовым гранитам равен 1900, танталоносных 7,5—16, оловоносных 50—70. В танталовом типе связь между танталом, фтором и литием характеризует соответственно коэфициент концентрации 4—17.

Вычисленные индикаторные отношения химических элементов по типам продуктивных гранитов довольно четко отражают геохимическую специализацию исходных гранитоидов (табл. 5).

По петрофизическим свойствам рудоносные гранитоиды отличаются от безрудных повышенными значениями плотностей. Наиболее высокими плотностями характеризуются танталоносные апограниты — 2,68—2,75 *г/см*^{3}, у вольфрамоносных интервал изменения 2,58—2,60 *г/см*^{3}, оловоносные гранитоиды обладают, наоборот, аномально низкими значениями плотностей — 2,47—2,50 *г/см*^{3} (табл. 6). Месторождения олова, тантала, ниобия приурочены к практически немагнитным интрузивам. Вольфрамоносные интрузии относятся к слабомагнитным ($\varkappa = 9—12 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС).

Все особенности минерального и геохимического состава гранитоидов можно считать индикаторными в выделении рудоносных типов гранитоидов.

Ниже приводим краткое описание продуктивных рудных формаций по типам гранитоидов.

Микролит-колумбит-танталитовая (амазонит-альбит-лепидолитовая) формация. К числу новых промышленных типов апогранитов месторождений (Беус и др., 1965), вы-

явленных в последние годы, относится микролит-колумбит-танталитовая (амазонит-альбит-лепидолитовая) минеральная ассоциация. По выделенным Е. А. Радкевич (1966) рядам главнейших постмагматических рудных формаций она относится к апогранитам, к кремнещелочной интрузивной серии рудного процесса. К ним относятся месторождения, тесно связанные с активными рудоносными гранитами и располагающиеся в пределах самих гранитов или непосредственно вблизи них. Тяготея к приконтактовой части гранитных массивов, эти месторождения обычно ограничены по вертикали и не опускаются на значительную глубину. На них отчетливо выявляются вертикальная зональность минерализации, обусловленная последовательной эволюцией химизма растворов от щелочных ранних стадий (альбиты, амазониты) до кислых

Таблица 6

Сопоставление содержаний редких элементов в продуктивных апогранитах и их плотности

Апограниты	Трехокись вольфрама		Пятиокись ниобия	
	Содержание, %	Плотность*	Содержание, %	Плотность*
Продуктивные	0,5	2,75	0,08 —0,1	3,00
повышенные	0,35	2,66—2,71	0,02 —0,04	2,92—2,96
средние	0,20—0,29	2,60—2,65	0,012—0,02	2,68—2,75
низкие	0,10	2,58—2,60	0,008 - 0,012	2,62—2,67
Непромышленные	0,05	2,56	0,005—0,007	2,55—2,62
Исходные порфировидные биотитовые граниты	0,03 и следы	2,51—2,64	0,005 и ниже	2,48—2,60

* По данным Т. А. Шемонаевой и Л. Ф. Калабуховой.

и позднещелочных, образованных в результате нейтрализации растворов при взаимодействии их с алюмосиликатными породами с образованием амазонит-альбитовых апогранитов с лепидолитом, колумбит-танталитом и микролитом и наиболее продуктивных лепидолит-альбитовых апогранитов с колумбит-танталитом и микролитом и связанных с ними лепидолит-топазовых грейзенов с микролитом, танталитом и лепидолитом. Считается, что распад комплексных соединений и максимальная концентрация рудных минералов происходят в апикальных частях массивов. Процесс минерализации идет по пути снижения температуры, однако завершается при относительно высоких температурах. Глубина формирования рудных тел не превышает 2 *км*.

Обычно рудные тела представлены пластообразными залежами, локализованными в верхней апикальной части куполовидных штоков-сателлитов. Последние связаны на глубине с более крупными трещинными массивами, расположенными на удалении 0,5—1 *км*. Мощности рудной залежи не превышают десятков и сотен метров. Рудные тела этой формации представлены альбитизированными, лепидолитизированными и реже амазонитизированными гранитами (апогранитами) и связанными с ними жильными кварцевыми альбититами, кварц-амазонитовыми метасоматическими образованиями, обогащенными танталитом, микролитом и реже касситеритом и акцессорным бериллом.

Танталит и танталит-колумбит образуют мелкие кристаллики размером 0,1—1 *мм*, микролит медово-желтый, в виде октаэдрических кристаллов размером 0,1 *мм* и менее, тесно ассоциируют с лепидолитом и топазом. Появление микролита сопровождается обильной вкрапленностью серебристо-сиреневого лепидолита (7—15%), мелкокристаллического прозрачного топаза (0,2—2%).

Сопутствующие минералы, не имеющие промышленного значения, в верхней апикальной части иногда образуют резко повышенные содержания: касситерит — в альбит-кварцевой брекчии и в кварцевых альбититах с мусковитом и лепидолитом, берилл и вольфрамит — в кварцевых альбититах и кварцевых прожилках. Полагают, что их появление в приконтактовой части обусловлено не только экранирующей ролью вмещающей песчаниково-сланцевой толщи, но и главным образом различной кислотностью—щелочностью среды на заключительных стадиях метасоматических процессов и отчетливым усилением щелочности (после топаза) в первоначально более кислых растворах. Такая пестрота минерального состава в верхней апикальной части рудной залежи описываемой формации присуща прожилкам амазонита и трещинным кварц-альбитовым метасоматическим образованиям, где первыми выпадали минералы с отчетливо более щелочными свойствами (колумбит-танталит и микролит), вторыми — с более кислотными свойствами (вольфрамит, берилл и касситерит в ассоциации с топазом). Здесь же имеет место и неоднократное наложение различных стадий метасоматоза с их характерной редкометальной минеральной ассоциацией.

Распределение ведущих рудных минералов колумбит-танталита и микролита на месторождении неравномерное; на нижних горизонтах оно низкое, равномерное — 0,005—0,007% пятиокиси тантала и до 0,008—0,01% пятиокиси ниобия с низким отношением пятиокиси тантала к ниобию, равным 0,62 (порфировидные граниты с амазонитом и мусковитом). К верхним апикальным частям уменьшается содержание флюорита и увеличивается количество топаза и лепидолита, появляется микролит с содержанием тантала до 56—72%.

Колумбит-танталит и микролит в амазонит-альбитовых апогранитах с лепидолитом и особенно в лепидолит-альбитовых апогранитах и лепидолит-топазовых грейзенах достигают промышленных концентраций. Распределение редкометальных минералов неравномерно, но в пределах каждой метасоматической разности оно более или менее устойчиво и отличается от каждой последующей разности не только содержанием, но прежде всего иным отношением пятиокиси тантала к пятиокиси ниобия. В амазонит-альбитовых апогранитах оно равно 1,5—1,7; в лепидолит-альбитовых апогранитах 1,8—2,0; в лепидолит-топазовых грейзенах оно максимально и равно 3,0. Высокое танталовое отношение, типичное для микролит-колумбит-танталитовой (амазонит-альбит-лепидолитовой) формации, обусловлено новообразованием микролита на заключительной стадии поздней альбитизации, лепидолитизации, топазизации и микроклинизации, иными словами, в щелочных условиях и близких к нейтральным, при увеличивающейся щелочности растворов (после резкого уменьшения концентрации фтора, при выпадении топаза и лепидолита). Микролит составляет 20—25% от весовых количеств всех тантало-ниобатов, а в балансе же содержаний пятиокиси тантала на его долю приходится около 40—45% всей концентрации пятиокиси тантала рудной залежи.

Из всех апогранитовых, пегматитовых и грейзеновых танталовых формаций микролит-колумбит-танталитовая (амазонит-альбит-лепидолитовая) формация наиболее продуктивная и, как указывалось раньше, имеет промышленное значение. Источниками тантала, ниобия, лития и олова для описываемых месторождений являются как породообразующие и акцессорные минералы рудоносных гранитов, так и постмагматические растворы.

Вольфрамит-альбит-мусковитовая формация с акцессорным бериллом. Типичным представителем формации является одно из вольфрамовых месторождений. Рудные тела этой фор-

мации представлены альбитизированными, грейзенизированными гранитами (апогранитами), образующими пластообразные залежи.

Вольфрамит и акцессорная бериллиевая минерализация, связанная с апогранитами, локализуется в верхней апикальной эндоконтактовой части штоков-апофиз, сателлитов, являющихся ответвлением от более крупных массивов порфировидных биотитовых гранитов. Вольфрамит-бериллиевая минерализация сформировалась в течение трех последовательных стадий. К первой стадии относится образование вольфрамоносных и бериллоносных альбитизированных и грейзенизированных гранитов с относительно равномерным оруденением, приуроченных к верхней апикальной части штока; ко второй — пегматитов и кварц-микроклиновых пород с вольфрамитом и акцессорным бериллом. В течение третьей, наиболее поздней, стадии образовались кварцевые жилы с вольфрамитом. В зальбандах этих жил наблюдается акцессорный берилл. Основным промышленным типом руд этой формации является первый, наиболее перспективный. Остальные два имеют резко подчиненное значение.

Вольфрамит в грейзенизированных и альбитизированных гранитах (апогранитах) находится в виде мелкой равномерно рассеянной вкрапленности между зернами породообразующих минералов. Берилл связан с альбитом и мусковитом и образует солнцевидные кристаллы по трещинкам гранитов и в зальбандах кварцевых жил, в ассоциации с мусковитом. Присутствует тантал и ниобий, как в виде изоморфной примеси, так и в виде микровключений колумбит-танталита и микролита. Второстепенные минералы: апатит, флюорит и топаз — имеют индикаторное значение. По мере уменьшения содержаний апатита и флюорита (с глубоких горизонтов к апикальным частям) одновременно увеличиваются весовые количества топаза и вольфрамита. Содержания анатаза, рутила, монацита и касситерита не превышают 2—10 *г/т*. Помимо отмеченных минералов наблюдаются также сульфиды — пирротин, сфалерит, висмутин, халькопирит, пирит. Содержание сульфидов на глубоких горизонтах увеличивается. Весьма характерны гипергенные минералы — окислы и гидроокислы железа, марганца, базовисмутин. На глубину вольфрамовое оруденение прослеживается до 250 *м*, промышленное — до 100 *м*.

По данным Л. Ф. Сырицо (1967), детально изучавшей минеральный состав руд этого месторождения и постмагматические изменения в гранитоидах, на месторождении наблюдается четкая пространственная дифференциация оруденения, обусловленная генетической связью определенных редких элементов с различными процессами постмагматического изменения штока гранитоидов: вольфрама с грейзенизацией (мусковитизацией), акцессорного бериллия с альбитизацией.

ЛИТЕРАТУРА

Барабанов В. Ф. 1961. Минералогия вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. Изд. ЛГУ.

Беус А. А., Н. Е. Залашкова. 1965. О танталитовой минерализации в метасоматически измененных гранитах (апогранитах). Геология рудных месторождений, № 6.

Гинзбург А. И. (под ред.). 1961. Типы месторождений редких элементов и их поисковые критерии. М., Госгеолтехиздат.

Ляхович В. В. 1968. Акцессорные минералы. Их генезис, классификация и индикаторные признаки. М., изд. «Наука».

Радкевич Е. А. 1966. К вопросу о классификации послемагматических месторождений и принципах выделения рудных формаций. В кн.: «Энгоденные рудные формации Сибири и Дальнего Востока». М., изд. «Наука».

Сырицо Л. Ф. 1967. Вольфрамовая минерализация одного из редкометальных месторождений Забайкалья. В сб.: «Минералогия и геохимия вольфрамит. месторождений». Изд. ЛГУ.

КРИТЕРИИ ПОИСКОВ КОМПЛЕКСНЫХ ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ЦЕНТРАЛЬНОМ КАЗАХСТАНЕ

Б. С. Зейлик, Е. В. Альперович

Центрально-Казахстанское геологическое управление

Центральный Казахстан — одна из крупнейших редкометальных провинций мира. Как известно, редкометальные месторождения Центрального Казахстана характеризуются чаще всего комплексным оруденением, поэтому проблема поисков собственно вольфрамовых место-

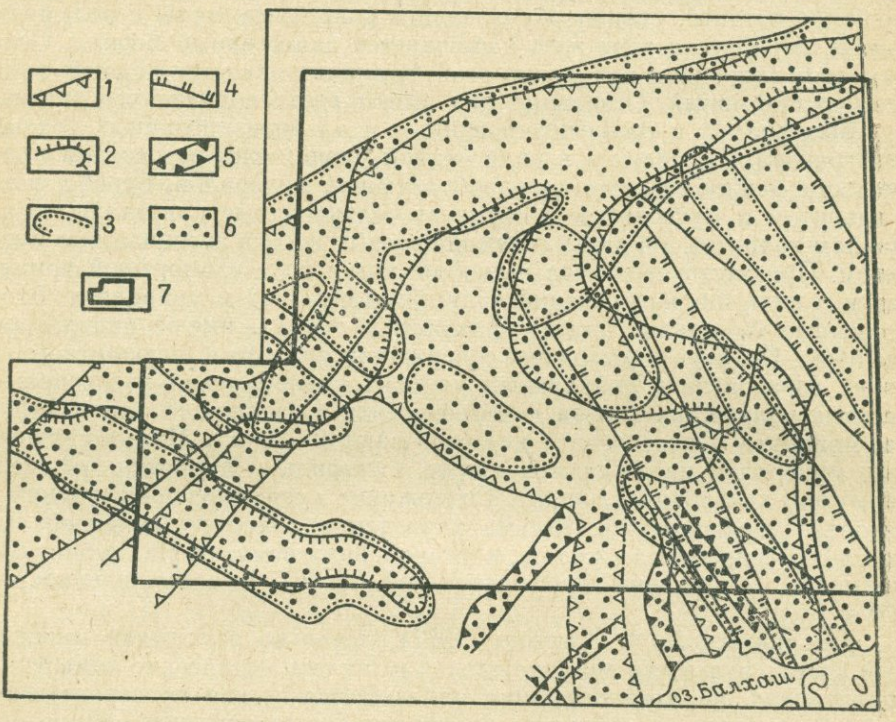


Рис. 1. Схема расположения редкометальных поясов и зон в Северном Прибалхашье (по В. И. Серых).

1 — редкометальные пояса (Щерба, 1960); редкометальные структурно-металлогенические зоны: *2*—по А. И. Семенову (1957), *3*—по Д. В. Рундквисту (1963), *4* — по В. Г. Боголепову (1965), *5* — по Г. Н. Щербе (1965); *6* — площади, перспективные на редкие металлы, по данным различных исследователей; *7* — граница территории, охватываемой схемой размещения гравитационных минимумов, ступеней и площадей, перспективных на редкие металлы.

рождений является частью более общей проблемы поисков редкометальных месторождений вообще.

Изучением закономерностей размещения редкометальных месторождений и соответственно выявлением критериев их поисков занимались многие исследователи (Н. Г. Кассин, К. С. Филатов, И. И. Чупилин, К. И. Сатпаев, А. И. Семенов, Е. В. Шевченко, В. С. Коптев-Дворников, В. К. Монич, Г. Н. Щерба, Д. В. Рундквист, В. Г. Боголепов и др.). Исчерпывающие сведения по многим редкометальным месторождениям содержатся в известной монографии Г. Н. Щербы (1960).

Насущной задачей геологоразведочного производства является сейчас выбор из многочисленных рекомендаций тех, которые скорее всего могут привести к цели при организации поисковых работ. Эффек-

тивность поисков прежде всего зависит от правильного выбора площадей для первоочередных работ и максимальной концентрации сил и средств на участках с наибольшими перспективами. С этой позиции интерес представляют любые твердо установленные закономерности. Одной из таких закономерностей является хорошо известная связь редкометальных месторождений Центрального Казахстана с пермскими ультракислыми гранитами акчатауского комплекса.

Все месторождения и рудопроявления редких металлов находятся либо в самих гранитах, либо в песчано-сланцевых, вулканогенных, реже гранитоидных породах кровли аляскитовых интрузий.

Попытки разделить территорию Центрального Казахстана на районы перспективные и безрудные в зависимости от структурного положения рудоносных интрузий предпринимались неоднократно. На представляемой обобщенной схеме размещения редкометальных поясов и структурно-металлогенических зон, устанавливаемых различными исследователями (рис. 1), видно, что выделенные зоны часто имеют разные направления в пределах одних и тех же участков, различное географическое положение и в целом покрывают почти всю территорию Северного Прибалхашья.

В то же время характерно, что граниты рудоносного акчатауского комплекса отмечаются отчетливыми отрицательными гравитационными аномалиями, вследствие чего все известные редкометальные месторождения и рудопроявления Центрального Казахстана локализуются в контурах хорошо выраженных гравитационных минимумов. Эта закономерность была установлена Ф. С. Моисеенко (1959) по данным мелкомасштабных гравиметрических съемок. Дальнейшие более детальные гравиметрические работы полностью подтвердили выявленную закономерность. Следовательно, приуроченность редкометальных месторождений к локальным гравитационным минимумам может рассматриваться как критерий при выборе площадей для постановки поисковых работ на редкие металлы. Однако этот критерий позволяет наметить площади для поисков грубо, лишь в первом приближении.

На схеме расчленения поля силы тяжести (рис. 2) показаны гравитационные минимумы и гравитационные ступени в пределах Агадырского рудного района. Выделяются гравитационные минимумы и гравитационные ступени условно четырех порядков. Характер распределения минимумов, отвечающих преимущественно пермским интрузиям, позволяет наметить, пожалуй, единственную закономерность в их размещении: интрузии подчинены сетке разломов северо-западного и северо-восточного простираний. Поскольку в основу такого разделения площадей положены особенности объективно наблюдаемого физического поля, выявленные в результате количественных измерений, оно кажется более достоверным по сравнению с любым другим разделением, в основу которого положены те или иные геологические концепции. Во всяком случае, если учесть, что ни одно редкометальное месторождение или рудопроявление, открытое за 40 лет изучения и поисков редких металлов в Центральном Казахстане, не размещается за пределами гравитационных минимумов, то можно говорить о том, что суммарная площадь относительных отрицательных аномалий силы тяжести охватывает полностью территорию, перспективную на редкие металлы (разумеется, во внимание приняты только известные к настоящему времени типы редкометальной минерализации). В рамках Агадырского рудного района эта территория составляет 28% от общей площади района.

В таблице показано, каким образом редкометальные месторождения и рудопроявления размещаются в поле силы тяжести. Эта таблица

отражает хорошо известный факт: все наиболее значительные редкометальные месторождения, в том числе и эксплуатирующиеся, размещаются там, где рудоносный гранитный массив либо обнажен на небольшой площади (Караоба, Акчатау, Коктенколь), либо вообще не вскрыт эрозионными процессами (Верхнее Кайракты, Нура-Талды и др.). Из 26 месторождений и рудопроявлений, учтенных в таблице, на 21 граниты не обнажаются на дневной поверхности или вскрыты на очень небольшой площади.

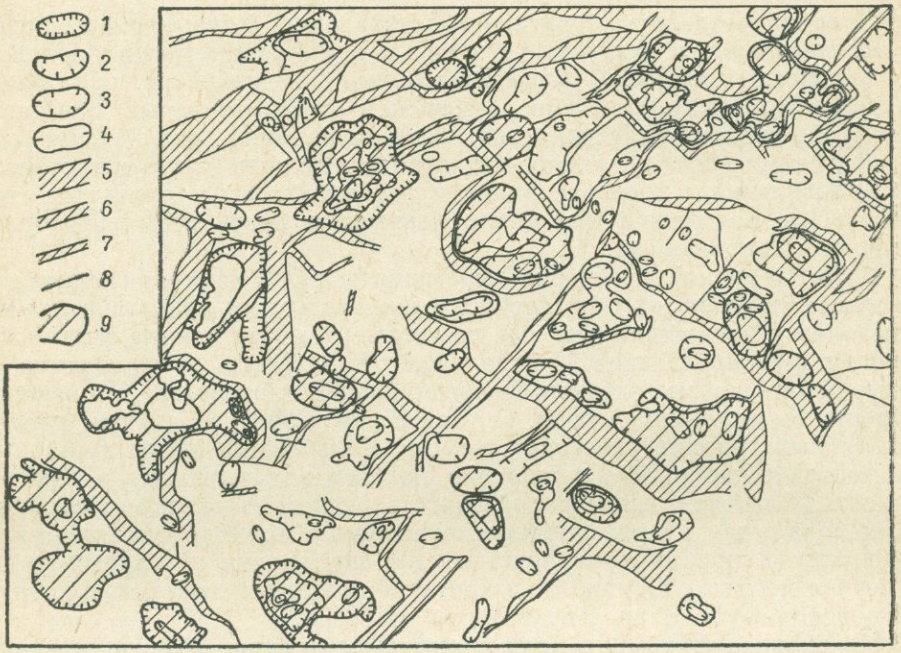


Рис. 2. Схема размещения гравитационных минимумов, ступеней и площадей, перспективных на редкие металлы (составил Б. С. Зейлик с использованием материалов А. А. Духовского, Е. В. Альперовича, И. В. Бодылевской, Н. В. Кочкина, Г. Н. Филатова, Л. Н. Шарпёнок и результатов геофизических исследований Казахского и Западного геофизических трестов).

Гравитационные минимумы: *1* — первого порядка, *2* — второго порядка, *3* — третьего порядка, *4* — четвертого порядка; гравитационные ступени: *5* — первого порядка, *6* — второго порядка, *7* — третьего порядка, *8* — четвертого порядка; *9* — контуры площадей, заслуживающих постановки поисковых работ на редкие металлы в первую очередь.

На месторождении Акчатау, например, обнаженная часть массива, равная 13 $км^2$, охватывает не более 4% от общих его площадных размеров, оцениваемых по данным гравиметрии в 324 $км^2$ (рис. 3). На месторождении Коктенколь вскрытая часть массива, не превышающая 0,3 $км^2$, составляет около 0,1% площади рудоносного массива. Все месторождения и рудопроявления, размещающиеся в контурах глубоко эродированных массивов в центральных частях или почти в центрах гравитационных минимумов (Кызылтау, Дарат, Кызылрай, Кызылтас I и II, Алеке), характеризуются незначительными размерами. Однако при этом следует обратить особое внимание на то, что Верхнее Кайракты находится на краю большого по площади минимума, в зоне гравитационной ступени.

Интенсивность гравитиционных аномалий, в контурах которых размещаются редкометальные месторождения и рудопроявления, как пра-

Размещение редкометальных месторождений и рудопроявлений в поле силы тяжести

Интенсивность гравитационных минимумов, отн. ед.								
0	1	2	3	4	5	6	7	8
Июльское — край min, зона гравитационной ступени, гранит не вскрыт Восточный-I, Восточный-II — край min, гравитационная ступень, гранит не вскрыт	Жанет — центр min, гранит не вскрыт	Акмая — почти центр огромного по площади min, гранит не вскрыт Толагай — центр min, гранит не вскрыт Саран — почти центр крупного по площади min, гранит не вскрыт	Нура-Талды — центр min, гранит не вскрыт Восточный Коунрад — центр min, гранит вскрыт частично, не более чем наполовину	Узунбулак — центр min, гранит вскрыт на небольшой площади Байназар — резко выраженная ступень внутри min, гранит не вскрыт Южный Джаур — почти центр min, гранит не вскрыт Кызыл-Джал — почти центр min, гранит не вскрыт	Тайшек — центр min, гранит не вскрыт Батыстау — край гравитационной ступени, гранит вскрыт на относительно небольшой площади Найзакара — гравитационная ступень внутри min, гранит не вскрыт Кызылтас — центр min и гравитационная ступень, гранит хорошо вскрыт	Верхнее Кайракты — край огромного по площади min, зона гравитационной ступени, гранит не вскрыт Алеке — центр min, гранит хорошо вскрыт Кызылрай — центр min, гранит хорошо вскрыт	Коктенколь — центр min, гранит вскрыт на небольшой площади	Акчатау — центр min, гранит вскрыт на относительно небольшой площади Аксай — центр min, гранит не вскрыт Кызылтау — почти центр min, гранит сильно вскрыт Дарат — почти центр min, гранит сильно вскрыт Караоба — центр min, гранит вскрыт на относительно небольшой площади

вило, не ниже 1-го и 2-го порядка. Все сказанное позволяет наметить площади для первоочередных поисковых работ на редкие металлы (рис. 2). В геологической интерпретации — это площади, отвечающие надинтрузивным зонам слабо обнаженных или вообще необнаженных гранитных интрузий акчатауского комплекса, а также площади экзоконтактов крупных глубоко эродированных интрузий Ортау, Кызылтау-Сарытау. Экзоконтактам этих интрузий отвечают гравитационные сту-

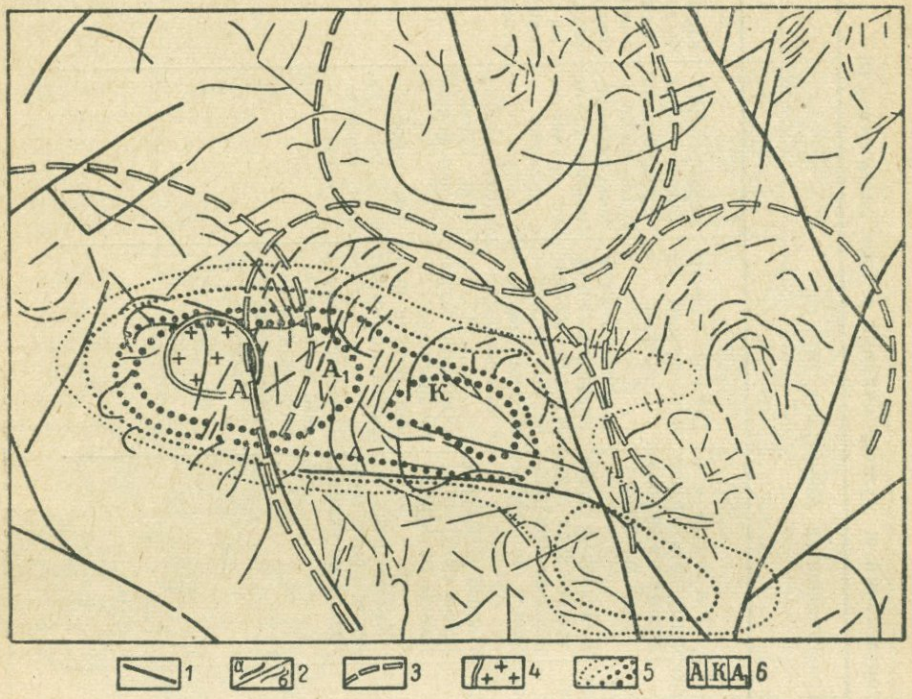


Рис. 3. Структурно-геологическая схема района месторождения Акчатау (по Б. С. Зейлику).

1 — линейные разрывные нарушения; *2* — дугообразные (кольцевые) разрывные нарушения (*а* — являющиеся элементами отчетливых кольцевых структур, *б* — прочие); *3* — условные внешние контуры кольцевых структур; *4* — гранитный массив Акчатау и его контур; *5* — контуры гравитационного поля разной интенсивности; *6* — месторождение Акчатау (*А*), участок Карашин (*К*), участок Аксай ($А_1$).

пени, подобные той, к которой приурочено месторождение Верхнее Кайракты.

В площади, подлежащие опоискованию в первую очередь, не включены гравитационные аномалии, отвечающие массивам Шалтас, Жаман-Карабас, Кызылтас (северо-западнее Майтаса), Бегазы, Актас. Эти массивы глубоко эродированы и достаточно детально опоискованы в период проведения крупномасштабных геологических съемок. Площади гравитационных минимумов, не включенные в группу первоочередного опоискования, должны рассматриваться как объекты поисковых работ второй очереди.

Следует подчеркнуть, что в пределы всех выделявшихся ранее структурно-металлогенических зон и редкометальных поясов оказались либо не включенными вообще, либо включенными лишь частично площади двух интенсивных и больших по размерам гравитационных минимумов: один из них охватывает территорию гор Шунак и их окрестностей, другой размещается в 25—30 *км* южнее гранитного массива Кент. По интенсивности и площади обе эти аномалии поля силы тяжести

сходны с гравитационным минимумом, к которому приурочены вольфрамовые месторождения Верхнее Кайракты и Акмая. В контурах аномалии гор Шунак устанавливаются первичные геохимические ореолы бериллия и фтора (развиты зоны флюоритизации), в контурах аномалии южнее гранитного массива Кент обнажаются массивы вторичных кварцитов, обычные для районов месторождений.

Упомянутые аномалии не нашли также отражения и на схеме расположения гранитных интрузий акчатауского комплекса, составленной А. А. Духовским и др. (1968) с широким использованием результатов геофизических исследований. Причина „пропуска" аномалий в данном случае, по-видимому, обусловлена тем, что они плохо вписываются в выделяемые редкометальные структурно-металлогенические зоны.

В пределах площадей, подлежащих поискам первой очереди, необходимо выделить участки сравнительно небольших размеров для организации детальных поисково-разведочных работ. При этом во внимание должны приниматься одновременно структурные и минералого-геохимические поисковые критерии.

Остановимся кратко на структурных признаках, позволяющих наметить контуры наиболее перспективных объектов. Как показывают геологические съемки и редакционные работы последних лет, в пределах Центрального Казахстана, являющегося уникальным регионом по проявлению палеозойского кислого магматизма, чрезвычайно широко распространены кольцевые и полукольцевые вулканические структуры (Авдеев, 1965), подобные кальдерам и полукальдерам по В. И. Влодавцу (1944).

Дешифрирование мелкомасштабных аэрофотоснимков территории Агадырского рудного района, полученных в результате высотных аэрофотосъемок, осуществленных Лабораторией аэрометодов Министерства геологии СССР, показало, что кольцевые структуры нередко выявляются даже там, где в прежние годы проведены крупномасштабные геологосъемочные работы (рис. 4). Причина, по которой ранее кольцевые структуры в большинстве своем пропускались, кроется, с одной стороны, в бытовавшей долгое время уверенности в уникальности этих образований, а с другой — в малой обзорности крупномасштабных аэрофотоматериалов, обычно используемых при геологических съемках.

Гранитные интрузии акчатауского комплекса при внедрении использовали древние магматические каналы — зоны основных эруптивных каналов вулканов допермского возраста (Зейлик, 1968). Процесс становления интрузий по существу ничем не отличается от процесса возникновения вулканических кальдер (Мархинин, 1959). Этим определяется изометричная круглая форма самих интрузивов, а также наличие вокруг них более древних кольцевых даек и дугообразных разломов, контролирующих русла рек, временных водотоков, логов. Последнее означает отчетливую выраженность кольцевых структур в рельефе (морфоструктуры).

Дешифрирование высотных фотоснимков показывает, что районам локальных гравитационных минимумов отвечают системы кольцевых разломов, уверенно связываемые с гранитными массивами акчатауского комплекса в том случае, если они обнажены или полуобнажены. В случае, если эти массивы не вскрыты в эрозионном срезе, по системам кольцевых разломов в их кровле можно наметить контуры как самих массивов, так и отдельных их куполовидных выступов (рис. 4). Дешифрирование фотоснимков обнаруживает приуроченность месторождения Акчатау к зоне сопряжения двух кольцевых структур, месторождений Верхнее Кайракты и Нура-Талды — к внутренним блокам кольцевых структур. Следовательно, кольцевые морфоструктуры, расположенные

в границах гравитационных минимумов, могут рассматриваться как поисковый признак.

Минералого-геохимические поисковые критерии позволяют выбрать в контурах этих кольцевых структур конкретные, ограниченные по размерам участки для постановки детальных поисково-разведочных работ. К числу минералого-геохимических критериев относятся:

1) наличие во вмещающих породах непосредственных признаков редкометальной вольфрам-молибден-висмутовой минерализации или зон гидротермально измененных пород;

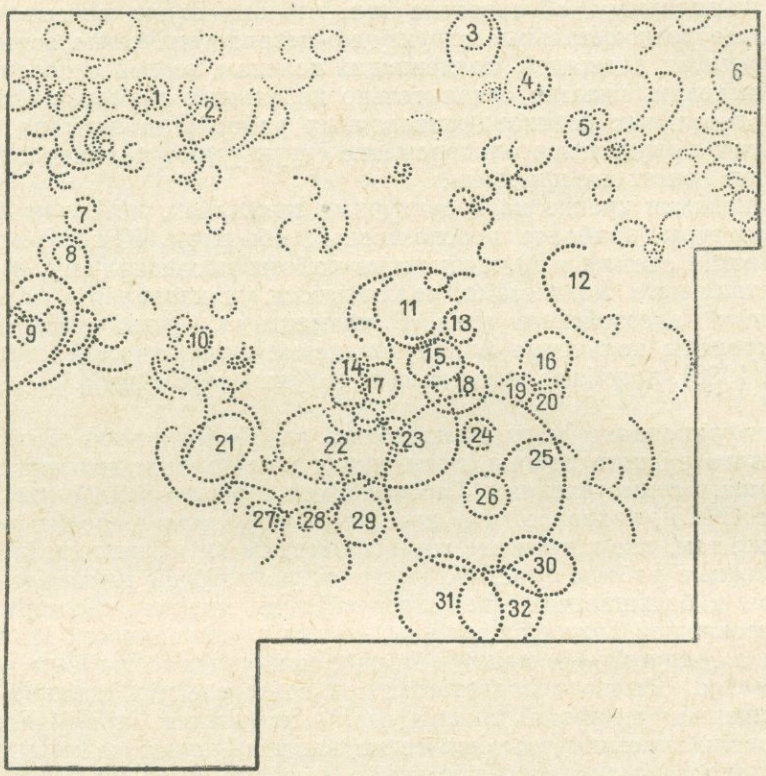


Рис. 4. Схема условных внешних контуров некоторых кольцевых и полукольцевых структур, дешифрирующихся на высотных аэрофотоснимках (по Б. С. Зейлику).

Кольцевые структуры: *1* — Нураталдинская группа, *2* — Уйдетапкан, *3* — Кангашты, *4* — Тунгатар, *5* — Улькен-Каракуус, *6* — Кент, *7* — Акбулак, *8*—Верхнее Кайракты, *9* — Джаксы-Тагалы, *10* — Байназар, *11* — Сарыозек, *12* — Кызылрай, *13* — Жиланды, *14* — Курпетай, *15*—Жиембай, *16* — Кокардовая, *17* — Нуртайская группа; *18* — Момны, *19* — Актогай, *20* — Кособай, *21* — Акирек, *22* — Каргалы, *23* — Михневича, *24* — Карагаш, *25* — Архарлы, *26* — Кызылтас, *27* — Акчатау, *28* — Карашин, *29* — Алтын-Сандык, *30* — Майтас, *31* — Найзакара I, *32* — Найзакара II.

2) наличие „зон окварцевания или даже безрудных кварцевых жил, являющихся косвенным признаком развития метасоматических преобразований в нижележащих породах" (Рундквист и др., 1966);

3) наличие первичных ореолов рудообразующих редкометальных элементов и элементов-спутников (свинца, цинка, меди и др.), при этом должно учитываться, что ореолы свинца и цинка образуют внешнюю ореольную зону (Щерба, 1960);

4) наличие вторичных литогеохимических ореолов и потоков рассеяния рудных элементов и элементов-спутников, а также вторичных механических литогеохимических ореолов рассеяния рудных минералов

(имеются в виду выявляемые с помощью металлометрии геохимические аномалии, обычные для редкометальных месторождений Центрального Казахстана, а также шлиховые ореолы рудных минералов: вольфрамитовые россыпи месторождений Байназар, Акчатау и др., россыпь висмутина на Узунбулаке, шлиховые ореолы месторождения Верхнее Кайракты); при поисках надо принимать во внимание возможные погребенные первичные и вторичные геохимические ореолы и потоки рассеяния рудных и сопутствующих элементов.

При производстве поисковых и разведочных работ должна учитываться характерная для редкометальных месторождений „горизонтальная" и „вертикальная" зональность рудных компонентов, заключающаяся в локализации вольфрамовой минерализации в верхних и периферических (обычно наиболее удаленных от гранитов) зонах: молибденовой — в более центральных и глубоких частях (ближе к гранитам), висмута — в промежуточной зоне. Существование такой зональности указывает на то, что поиски „слепых" редкометальных месторождений в контурах гравитационных минимумов, обусловленных гранитными интрузиями, с которыми связаны уже известные вольфрамовые месторождения, являются прежде всего и вероятнее всего поисками вольфрамовых месторождений, так как верхняя вольфрамовая зона не вскрытых эрозией месторождений должна сохраняться в первозданном виде. С этой точки зрения, для поисков вольфрамовых месторождений прежде всего перспективны площади гравитационных минимумов Акчатау, Верхнее Кайракты—Акмая, Караоба, Тайшек—Улькен—Каракуус, Байназар, краевые части минимума Кызылтау.

Наличие и преобладание вольфрамовой минерализации в месторождениях, размещающихся в контурах упомянутых минимумов, является прямым указанием на специализацию гранитов, отмеченных минимумами, на вольфрам. Для гранитного массива Акчатау эта специализация доказана специальными исследованиями С. Н. Митрофанской и др. (1968). По результатам более ранних исследований Р. Н. Мальковой и С. Н. Митрофанской содержания вольфрама в гранитах Акчатау в 18 раз выше кларка для кислых пород, содержания молибдена в 13 раз выше кларка. Вероятно, граниты, с которыми связаны месторождения с преимущественно молибденовой минерализацией (например, Саран, Июльское), должны быть специализированы на молибден. Как косвенное указание на это должна рассматриваться специализация гранитов массива Коктенколь. По данным Р. Н. Мальковой и С. Н. Митрофанской, содержания молибдена в гранитах массива в 30 раз превышают кларковые, содержание вольфрама выше кларка в 13 раз.

В результате использования всего комплекса рассмотренных поисковых критериев представляется возможным выделить и рекомендовать для первоочередных детальных поисковых работ участки: Карашин (рис. 3), Уйдетапкан, Акбулак (рис. 4), кольцевые и полукольцевые структуры к северу и северо-востоку от месторождения Нура-Талды.

ЛИТЕРАТУРА

Авдеев А. В. 1965. О кольцевых структурах магматических комплексов. «Советская геология», № 10.

Влодавец В. И. 1944. Классификация отрицательных вулканических форм рельефа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.

Духовский А. А., Ж. Д. Никольская, Ю. П. Рождественский. 1968. О расчленении гранитных интрузий акчатауского комплекса Центрального Казахстана в связи с их рудоносностью. ДАН, т. 180, № 6.

Зейлик Б. С. 1968. О реликтах крупных палеозойских вулканов в Центральном Казахстане и возможности использования высотных фотоснимков с целью обнаружения подобных структур. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.

Мархинин Е. К. 1959. Об одной важной стороне проблемы кальдер. В кн.: «Вопросы вулканизма». Тр. I Всесоюзного вулканологического совещания. М., изд. АН СССР.
Митрофанская С. Н., Э. Ф. Кузнецова, А. С. Инчин. 1968. Вольфрам как индикатор геохимической специализации гранитов Акчатау. В кн.: «Материалы первой республиканской научно-теоретической конференции молодых геологов Казахской ССР». Алма-Ата, изд. «Наука».
Моисеенко Ф. С. 1959. О значении малых гравитационных аномалий для поисков редкометальных месторождений в Центральном Казахстане. ДАН СССР, т. 128, № 1.
Рундквист Д. В., В. К. Денисенко, И. А. Неженский, И. Г. Павлова. 1966. О закономерностях размещения редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 133.
Щерба Г. Н. 1960. Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, изд. АН Каз.ССР.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЛЬФРАМА В НЕКОТОРЫХ ГРАНИТОИДНЫХ МАССИВАХ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Г. Б. Левашев, П. Г. Недашковский

Дальневосточный геологический институт СО АН СССР

Вопросы связи вольфрамового оруденения с гранитоидами и источника рудного вещества при его формировании относятся к числу актуальных проблем геохимии вольфрама. Пространственная связь вольфрамовых месторождений с гранитоидами побуждает искать геохимические критерии оценки вольфрамоносности интрузивных комплексов. Среди исследователей, занимающихся решением этой проблемы, имеются как сторонники существования специализированных на вольфрам интрузий (Афанасьев, 1964; Ганеев, 1964; Негрей, 1964), так и противники этой гипотезы (Студеникова и др., 1960; Иванова, 1963; Сотников, Изюмова, 1965; Иванова, Бутузова, 1968). В решении этой проблемы важное значение приобретает изучение геохимии вольфрама в послемагматических процессах рудообразования.

В настоящем сообщении изложены данные о закономерностях распределения вольфрама в породах и породообразующих минералах гранитоидов Дальнего Востока (всего использовано около 1000 анализов). Количественное определение вольфрама выполнено дитиоловым методом (чувствительность $\pm 0{,}00002\%$) под руководством кандидата технических наук Е. А. Лаговской и М. М. Дербаремдикер аналитиками В. М. Брюхно, Л. Г. Денискиной, С. П. Славкиной и А. П. Гречищевой. Пользуясь случаем, выражаем им свою признательность и благодарность.

Массивы изученных гранитоидов размещаются в пределах двух разнотипных структурно-фациальных зон Дальнего Востока. Улканский и Мало-Нюкженский массивы локализуются в древнем складчатом обрамлении юга Алданского щита. Первый имеет верхнепротерозойский возраст, а второй — верхнеюрский. Троицкий, Марьяновский и Синегорский массивы расположены в Сихотэ-Алиньской складчатой области. Возраст первого датируется верхним палеозоем, а двух других — верхним мелом.

В петрохимическом отношении породы Троицкого, Марьяновского и Синегорского массивов являются нормальными щелочноземельными гранитами, а Мало-Нюкженского и Улканского массивов — субщелочными аляскитами, пересыщенными кремнеземом и щелочами.

В пределах Улканского, Троицкого и Синегорского массивов известны генетически связанные с ними рудопроявления вольфрама кварцево-вольфрамитового и кварцево-зейригитового типов. Гранитоиды Марьяновского и Мало-Нюкженского массивов вольфрамовой минерализации не несут.

Таблица 1

Средние содержания и дисперсия концентраций вольфрама в гранитоидных массивах Дальнего Востока

Массивы	Разности гранитоидов	Количество проб	Среднее содержание, *г/т*	Дисперсия
	Нерудоносные гранитоиды			
Мало-Нюкженский	Гранодиориты и граносиениты	37	2,1	0,51
	Биотитовые граниты	25	2,1	0,30
	Микроклиновые аляскиты	47	1,2	0,70
	Рибекитовые граниты	5	3,1	3,60
	Альбитизированные гранитоиды	16	2,4	1,40
	Средневзвешенное по массиву	114	1,8	0,70
Марьяновский	Биотитовые граниты	13	1,8	0,50
	Пегматоидные граниты	8	2,3	1,33
	Гранит-порфиры эндоконтакта	8	1,9	0,60
	Шлировые пегматиты	3	0,8	2,15
	Дайки кварцевых порфиров	8	1,9	0,61
	Средневзвешенное по массиву	40	1,9	0,73
	Вольфрамоносные гранитоиды			
Улканский	Биотитовые граниты	25	2,5	0,82
	Биотит-гастингситовые сиениты	20	1,3	1,32
	Мелкозернистые, биотитовые граниты	20	2,7	0,53
	Аплит-пегматиты	8	3,2	4,05
	Альбитизированные граниты	15	2,0	0,72
	Средневзвешенное по массиву	73	2,4	1,16
Троицкий	Биотитовые граниты	25	2,4	3,35
	Гранит-порфиры эндоконтакта	10	2,0	0,73
	Шлировые пегматиты	4	0,6	2,85
	Дайки кварцевых порфиров	18	1,7	1,00
	Средневзвешенное по массиву	57	2,3	2,04
Синегорский	Среднезернистые гранодиориты	19	1,1	2,1
	Гранодиориты со шлирами	5	1,4	0,8
	Шлиры среднего состава	6	10,0	265,0
	Порфировидные гранодиориты	8	4,2	41,2
	Лейкократовые биотитовые граниты	2	1,5	—
	Аплиты и гранит-порфиры	2	1,2	—
	Диоритовые порфириты	4	2,0	—
	Средневзвешенное по массиву	40	1,6	43,5

Установлено, что распределение вольфрама в описываемых гранитоидах согласуется с нормальным законом, поэтому средние содержания элемента в фазовых и фациальных разностях гранитоидов вычислены как среднеарифметические; средние значения по массивам рассчитаны как средневзвешенные величины, учитывающие площадную распространенность разностей гранитоидов в пределах массива. При этом измененные разности гранитоидов в подсчеты не включались.

Среднее содержание вольфрама в невольфрамоносных гранитоидах равно 1,8 *г/т* (154 анализа) при колебании средневзвешенных зна-

чений 1,8 *г/т* в Мало-Нюкженском массиве и 1,9 *г/т* в Марьяновском (табл. 1). При этом дисперсия концентраций в обоих массивах имеет сравнительно небольшое и близкое значение — 0,70—0,73.

В рудоносных массивах среднее содержание вольфрама равно 2,2 *г/т* (170 анализов) при колебании средневзвешенных значений от 1,6 *г/т* в Синегорском массиве до 2,3 *г/т* в Троицком и 2,4 *г/т* в Улканском массивах. Среднее значение дисперсии концентраций для вольфрамоносных гранитов составляет 2,9 (т, е. в 4 раза выше, чем в нерудоносных) при колебании от 1,16 в Улканском до 43,5 в Синегорском массивах.

Сравнение средних содержаний вольфрама в рудоносных (2,2 *г/т*) и нерудоносных (1,8 *г/т*) гранитах с применением критерия Фишера (Беус и др., 1965) указывает на неслучайный и существенный характер различия этих величин ($F=4{,}14>1{,}29$ для 5%-ного уровня значимости). Таким образом, выделение вольфрамоносных интрузивов вполне возможно даже при близких средних содержаниях элемента по контрастным различиям дисперсии содержаний, что отмечалось ранее Л. В. Таусоном (Таусон и др., 1968) для гранитоидов Восточного Забайкалья.

Анализ табл. 1 и 2, в которых систематизированы данные по распределению вольфрама в фазовых и фациальных разностях гранитоидов, свидетельствует о том, что по сравнению с биотитовыми гранитами главной интрузивной фазы и в рудоносных и в нерудоносных интрузивах наблюдается заметное накопление элемента в апикальных участках массивов (до 4,2 *г/т*) и в гранитоидах дополнительных интрузивных фаз (до 2,7 *г/т* в мелкозернистых биотитовых гранитах и до 3,1 *г/т* в щелочных рибекитовых гранитах). Характерны также концентрации вольфрама в шлировых пегматитах (0,7 *г/т*) и в жильных образованиях кислого (2,1 *г/т*) и среднего (2,0 *г/т*) состава. Интересны данные о повышенных содержаниях вольфрама в шлирах и ксенолитах диоритового состава (10,0 *г/т*) и снижении концентрации элемента в альбитизированных гранитоидах, что свидетельствует о значительном влиянии процессов ассимиляции и послемагматического изменения пород на геохимическую судьбу вольфрама.

Результаты балансовых пересчетов показывают, что в нерудоносных биотит-амфиболовых гранитах от 30 до 50% содержащегося в породе вольфрама изоморфно входит в состав плагиоклаза, от 5 до20% — в состав калишпатов, от 10 до 20% — в состав биотита, до 10% — в состав кварца и до 5% — в состав роговой обманки. В рудоносных биотитовых гранитах в плагиоклазе связано 15—20% содержащегося в породе вольфрама, в калишпате — 10—20%, на долю биотита и кварца приходится по 10%, а остальное количество вольфрама (почти 40%) заключено в составе собственных акцессорных минералов (вольфрамита, зейригита и шеелита).

По нормам содержания вольфрама (табл. 3) породообразующие минералы изученных гранитоидов можно разделить на три группы: минералы, в которых среднее содержание элемента ниже кларка его в самой породе (кварц, амфиболы, пироксены), минералы-носители, нормы содержания в которых немного выше кларка, а сами минералы распространены в гранитах очень широко (плагиоклаз, калишпаты, биотит, астрофиллит), и минералы-концентраторы (мусковит, гранат). Установлено, что высокие концентрации вольфрама в мусковите (более 100 *г/т*) и гранате и появление акцессорных вольфрамовых минералов в неизмененных гранитах являются надежными минералого-геохимическими признаками вольфрамоносности интрузивов. Не менее важную информацию о потенциальной рудоносности гранитоидов дает

Таблица 2

Средние содержания вольфрама в фазовых и фациальных разностях гранитоидов Дальнего Востока

Разности гранитоидов	Количество проб	Среднее содержание, *г/т*
Биотитовые граниты	103	2,4
а) рудоносных массивов	65	2,6
б) нерудоносных массивов	38	2,0
Гибридные гранитоиды	81	1,6
Гранитоиды эндоконтактовых зон	34	2,5
Лейкократовые граниты и аляскиты	49	1,2
Рибекитовые граниты	5	3,1
Шлировые пегматиты	7	0,7
Аплиты, гранит-порфиры и кварцевые порфиры	18	2,1
Альбитизированные гранитоиды	31	2,3
Диоритовые порфириты	4	2,0
Средневзвешенное содержание вольфрама в гранитоидах изученных массивов	333	2,0

Таблица 3

Распределение вольфрама в породообразующих минералах гранитоидов Дальнего Востока

Минералы	Количество анализов	Среднее содержание, *г/т*	Дисперсия	Среднее квадратичное отклонение
Плагиоклаз	89	2,7	6,7	2,5
а) из рудоносных гранитов	29	3,9	14,3	3,7
б) из нерудоносных гранитов	60	2,5	3,3	1,8
Калиевый полевой шпат	83	2,2	3,0	1,7
а) из рудоносных гранитов	33	3,0	7,0	2,6
б) из нерудоносных гранитов	50	1,7	0,4	0,6
Биотит	100	5,2	53,46	7,31
а) из рудоносных гранитов	24	12,0	93,3	9,66
б) из нерудоносных гранитов	76	3,1	8,22	2,87
Мусковит	44	42,2	5816,0	76,2
а) из рудоносных гранитов	7	161,0	6692,0	81,8
б) из нерудоносных гранитов	37	20,0	417,0	20,4
Кварц	59	1,1	0,36	0,6
а) из рудоносных гранитов	8	0,7	0,14	0,4
б) из нерудоносных гранитов	51	1,1	0,38	0,6
Роговая обманка	28	1,6	1,00	1,0
а) из рудоносных гранитов	10	2,3	1,14	1,06
б) из нерудоносных гранитов	18	1,2	0,40	0,63
Рибекит	26	1,6	0,72	0,8
Пироксен	8	1,1	0,90	0,9
Эгирин	4	1,6	0,17	0,4
Астрофиллит	6	4,5	36,2	6,0
Гранат	8	488,0	5642,0	75,1
Всего анализов	455	—	—	—

и анализ распределения вольфрама в полевых шпатах и биотите. Из табл. 3 видно, что средние содержания и особенно дисперсии концентраций вольфрама в полевых шпатах и биотите из рудоносных гранитов всегда гораздо выше, чем в этих же минералах из нерудоносных гранитов. Математическая проверка этих различий с помощью критерия Стьюдента показала существенную значимость их и для калишпатов ($t=3{,}0>1{,}96$ для 5%-ного уровня значимости), и для плагиоклазов ($t=27{,}1$), и для биотитов ($t=4{,}45$).

Важной геохимической особенностью плагиоклазов из вольфрамоносных гранитоидов является закономерное увеличение концентрации вольфрама пропорционально росту их основности при градиенте

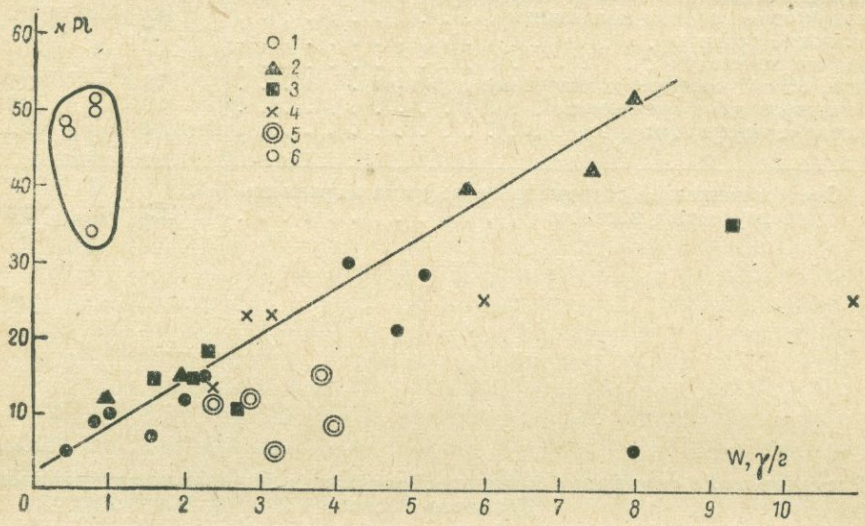


Рис. 1. Распределение вольфрама в плагиоклазах из Улканского (*1*), Мало-Нюкженского (*2*), Синегорского (*3*), Иликанского (*4*), Марьяновского (*5*), Преображеновского и Лондоковского (*6*) массивов.

1,0 *г/т* на каждые 10 номеров основности плагиоклаза (рис. 1). Математическая проверка подтверждает наличие устойчивой и достоверной взаимосвязи этих величин: для 15-членной выборки коэффициент корреляции равен $0{,}912\pm0{,}004$.

Геохимическая история вольфрама при формировании кварцево-зейригитовых рудоносных зон среди гранодиоритов рассмотрена на примере Синегорского рудопроявления (Иванов, Левашов, 1964). Пространственно и генетически оно связано с Синегорским гранитоидным массивом (абсолютный возраст 105—70 млн. лет), локализующимся в зоне сочленения Даубихинской и Ханкайской структурно-фациальных зон Приморья. Массив занимает площадь около 150 *км*^{2} и сложен на глубине лейкократовыми биотитовыми гранитами и в верхних горизонтах — среднезернистыми гранодиоритами, переходящими в краевой и апикальной частях массива в порфировидные гранодиориты с большим количеством ксенолитов и шлиров диоритового состава. В петрохимическом отношении гранитоиды имеют обычные для щелочноземельных пород содержания CaO, MgO и щелочей ($K_2O>Na_2O$) и несколько пересыщены глиноземом и кремнеземом.

Средневзвешенное содержание вольфрама в Синегорском массиве равно 1,6 *г/т* при колебании средних значений от 1,1 *г/т* в среднезернистых гранодиоритах и 1,5 *г/т* в лейкократовых биотитовых гранитах до 4,2 *г/т* в порфировидных гранодиоритах апикальной части массива

(табл. 1). Характерны высокие содержания вольфрама в шлирах диоритового состава, которыми обогащены гранодиориты эндоконтактовой зоны. Приведенные факты свидетельствуют о первично-магматической неравномерности распределения элемента в массиве, обусловленной процессами ассимиляции средних пород и дистилляции его в составе летучих соединений.

Содержание вольфрама во вмещающих массив породах докембрия очень низкое: в гранито-гнейсах 0,5 *г/т* (3 анализа), в полимиктовых слюдистых песчанниках 0,5 *г/т* (4 анализа), в известняках, гравелитах и конгломератах меркушевской и дмитриевской свит 0,5 *г/т*

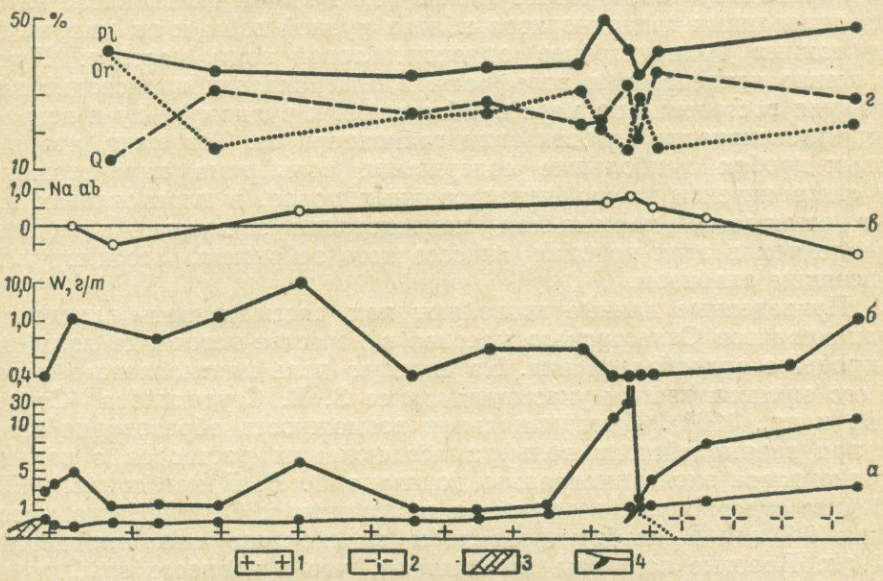


Рис. 2. Распределение вольфрама в породах и плагиоклазах Синегорского массива.

а — содержание вольфрама в гранитоидах; *б* — содержание вольфрама в плагиоклазах из этих же гранитоидов; *в* — содержание в породах свободного натрия; *г* — содержание главных породообразующих минералов в гранодиоритах; *1* — гранодиориты среднезернистые; *2* — гранодиориты порфировидные; *3* — известняки; *4* — кварцево-зейригитовое рудное тело.

(7 анализов) и в метаморфизованных конгломератах и роговиках экзоконтактовой зоны Синегорского массива 0,6 *г/т* (3 анализа). Таким образом, говорить о заимствовании вольфрама гранитоидным расплавом из боковых пород на месте становления интрузива нет никаких оснований.

Рудоносная зона штокверкового типа располагается среди гранодиоритов в полосе повышенной трещиноватости, протягивающейся в субширотном направлении почти на 6 *км*. Характер изменения содержаний вольфрама по профилям опробования, пересекающим вкрест простирания рудоносную зону и вмещающие ее гранодиориты, свидетельствует о наличии вторичного (послемагматического) перераспределения элемента в пределах массива (рис. 2). Вдоль профилей опробования максимальные содержания вольфрама вблизи рудных тел в среднезернистых гранодиоритах, интенсивно измененных процессами микроклинизации (3,8—4,8 *г/т*) и альбитизации (16,0—20,0 *г/т*). Для измененных гранодиоритов этой зоны количество свободного натрия альбитизации, рассчитанное по методу З. Г. Караевой (1968), составляет 0,6—07% при фоновом значении для гранодиоритов нормального типа (по Р. Дели) 0,5%. Далее располагается полоса изме-

ненных гранодиоритов с низкими содержаниями вольфрама (0,7—0,8 *г/т*), которая непрерывным поясом окружает рудоносную зону. В целом по мере удаления от рудной зоны в порфировидных гранодиоритах содержание вольфрама сначала резко снижается, а затем возрастает с одновременным снижением количества свободного натрия альбитизации.

Аналогичная закономерность наблюдается и в распределении вольфрама в плагиоклазах из гранодиоритов, пробы которых отобраны вдоль описанного выше профиля. Самые высокие его концентрации (до 11 *г/т*) установлены в плагиоклазе из неизмененных среднезернистых гранодиоритов, а самые низкие (0,4 *г/т*) — в плагиоклазе из альбитизированных гранодиоритов вблизи рудной зоны и из микроклинизированных гранодиоритов эндоконтактовой зоны массива. Причем снижение концентрации вольфрама в плагиоклазах происходит вдоль профиля постепенно по мере приближения к рудному телу и возрастания интенсивности альбитизации гранодиоритов. Тот факт, что в валовых пробах наибольшие содержания вольфрама характерны для участков интенсивно альбитизированных пород, в плагиоклазах которых отмечается наименьшая концентрация элемента, объясняется появлением в этих породах акцессорного зейригита, ассоциирующего с поздним альбитом.

Приведенные данные позволяют нам рассматривать плагиоклазы гранодиоритов Синегорского массива в качестве источника вольфрама в процессе рудообразования. На сходную роль плагиоклаза в процессе его мусковитизации указывала ранее З. В. Студеникова (Студеникова и др., 1960). Принципиальная возможность образования шеелита при взаимодействии вольфрамосодержащих растворов с кальцием плагиоклазов экспериментально доказана О. В. Брызгалиным (1960). Среднее содержание вольфрама в плагиоклазах Синегорского массива равно 2,3 *г/т*. В альбитизированном плагиоклазе оно снижается до 0,4 *г/т*. Простые подсчеты показывают, что в процессе альбитизации плагиоклаза из каждого 1 $м^3$ измененной породы переходило в рудообразующий раствор до 5 *г* вольфрама, т. е. при альбитизации 1 $км^3$ гранодиоритов освобождалось более 4000 *т* вольфрама — количество, вполне достаточное для образования месторождения.

Выводы

1. Хотя в изученных гранитоидах средние содержания вольфрама в рудоносных и нерудоносных массивах различаются незначительно, потенциально вольфрамоносные интрузивы четко отличаются от нерудоносных более высокой дисперсией концентрации элемента в породах и породообразующих минералах и появлением акцессорных минералов вольфрама.

2. Установлено, что при формировании изученных вольфрамоносных интрузивов процессы магматической дистилляции проявились слабо, о чем свидетельствуют низкие концентрации вольфрама в пегматитах и жильных образованиях. Возможно, это объясняется незначительными содержаниями летучих соединений в гранитоидных расплавах и кристаллизацией их в условиях открытой (для летучих) системы (Говоров, 1967).

3. В образовании Синегорского вольфрамового рудопроявления важная роль принадлежала процессам повторной мобилизации вольфрама из материнских гранодиоритов при замещении поздним альбитом раннемагматического плагиоклаза, содержащего повышенные количества вольфрама.

ЛИТЕРАТУРА

Афанасьев Л. М. 1964. О металлогенической специализации мезозойских гранитов бассейна р. Джиды (Бурятская АССР). В сб.: «Металлогеническая специализация магматических комплексов». М., изд. «Недра».

Беус А. А., С. В. Григорян. 1965. Руководство по предварительной математической обработке геохимической информации при поисковых работах. М., изд. «Недра».

Брызгалин О. В. 1960. О химической природе вольфрамоносных растворов в скарново-рудном процессе. «Геохимия», № 6.

Ганеев И. Г. 1964. К вопросу о первичной геохимической специализации гранитной магмы. В сб.: «Металлогеническая специализация магматических комплексов». М., изд. «Недра».

Говоров И. Н. 1967. Проблемы петрохимии металлоносных гранитоидов Дальнего Востока. В кн.: «Магматические и метаморфические комплексы Дальнего Востока СССР». Тезисы докладов на 1-м дальневосточном петрографическом совещании. Хабаровск.

Иванова Г. Ф. 1963. О содержании олова, вольфрама, молибдена в гранитах в связи с наличием в них олово-вольфрамовых месторождений. «Геохимия», № 5.

Иванов Ю. Г., Г. Б. Левашев. 1964. К вопросу о типах вольфрамового оруденения. Информационный сборник, № 5. ПГУ, Владивосток.

Иванова Г. Ф., Е. Г. Бутузова. 1968. Особенности распределения вольфрама, олова и молибдена в гранитах Восточного Забайкалья. «Геохимия», № 6.

Караева З. Г. 1968. Петрохимические особенности рудоносных гранитоидов. ДАН СССР, сер. геол., т. 179, № 6.

Негрей Е. В. 1964. К вопросу о геохимической специализации массивов Сарытау и Қызылтау (Казахстан). В сб.: «Металлогеническая специализация магматических комплексов». М., изд. «Недра».

Сотников В. И., Л. Г. Изюмова. 1965. О содержании вольфрама в гранитах интрузивных массивов Горного Алтая, характеризующихся различной рудоносностью. «Геохимия», № 2.

Студеникова З. В., М. И. Глинкина, Н. И. Корнилова. 1960. К геохимии вольфрама и молибдена. МГК, XXI сессия. Доклады советских геологов. Геохимические циклы. М., Госгеолтехиздат.

Таусон Л. В., В. Д. Козлов, М. И. Кузьмин. 1968. Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидных интрузий. В кн.: «Проблемы геохимии и космологии». Доклады советских геологов на XXIII сессии МГК. М., изд. «Наука».

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕТОДИКИ ПЕРСПЕКТИВНОЙ ОЦЕНКИ СКАРНОВО-ШЕЕЛИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Н. В. Нечелюстов

Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов АН СССР

Скарноворудные месторождения в Советском Союзе имеют большое практическое значение. Они содержат значительные запасы железа, вольфрама, олова, молибдена, меди, свинца, цинка, золота, мышьяка, висмута и ряда редких элементов. Изучение скарноворудных месторождений, относящихся к высокотемпературным образованиям, имеет также и большое научное значение.

Практический интерес к скарново-шеелитовым месторождениям Средней Азии возник после установления Н. А. Смольяниновым наличия шеелита в скарнах Чорух-Дайрона (1933), Лянгара и Койташа (1934). Первыми объектами детальной разведки на вольфрам в Средней Азии явились Лянгарское и Койташское месторождения (1935—1937), на которых были поставлены и успешно решены задачи изучения особенностей геологического строения скарновых зон и их взаимо-

связи с интрузивными образованиями, роли структурных и литологических факторов в формировании и пространственном размещении скарновых залежей, взаимоотношений скарнов с рудной минерализацией и др., позволяющие судить о генезисе скарново-шеелитовых месторождений.

Поисково-разведочными работами, выполненными в последующие годы, было открыто и изучено большое количество промышленных скарноворудных месторождений, разработаны методические приемы и принципы перспективной оценки, позволившие ускорить их промышленное освоение. В результате этих исследований Средняя Азия стала одной из крупных в Советском Союзе скарноворудных провинций. К числу обобщающих исследований, в которых рассматриваются вопросы закономерностей пространственного размещения скарново-шеелитовых месторождений Средней Азии, относятся работы А. В. Пуркина (1943), Х. М. Абдуллаева (1947, 1942 и др), Н. В. Нечелюстова (1947), Н. В. Королева (1948), Е. Д. Карповой (1958), И. Х. Хамрабаева (1958), Н. А. Шехтмана (1960), Н. Д. Ушакова (1962) и др.

Месторождения этой формации имеют в Средней Азии широкое распространение и встречаются преимущественно в зонах герцинид. Анализ условий их размещения показывает, что обычно они приурочены к непосредственным контактам карбонатосодержащих и интрузивных пород. Реже шеелитоносные скарны отмечаются среди осадочных и вулканогенных образований, прослеживаясь либо вдоль контакта сланцев с известняками, либо вдоль контакта известняков с эффузивами. Еще реже скарновые тела размещаются среди самих интрузивных пород в трещинах скола. На пространственное положение месторождений существенное влияние оказывают структурные условия отдельных рудных районов и литологический состав их стратиграфических разрезов. Большинство рудных полей скарново-шеелитовых месторождений приурочено к крупным антиклинальным структурам первого порядка, а конкретные месторождения и рудные тела тяготеют обычно к участкам этих структур, осложненным разрывными нарушениями и складками второго порядка. Литологический состав пород, в свою очередь, предопределяет размещение месторождений в стратиграфическом разрезе, при этом особое значение в локализации скарнов имеют известняки.

Важной закономерностью пространственного размещения скарново-шеелитовых месторождений является преимущественная их приуроченность к районам распространения массивов гранитоидов повышенной основности, что некоторыми исследователями рассматривается в качестве основного критерия генетической связи скарнов и гранитоидов (Абдуллаев, 1958). Однако становление крупных массивов гранитоидов в тектонических зонах герцинид совмещено во времени с развитием в них главной складчатости (средний и верхний карбон),* в то время как формирование основной массы скарнов и связанного с ними промышленного оруденения проявилось в послескладчатый период геологического развития тектонических зон (нижняя — верхняя пермь). При этом на многих скарноворудных полях единые системы рудоносных скарновых тел одновременно развиваются в контактах известняков с разновозрастными интрузивами, образовавшимися как синхронно с главной складчатостью, так и в послескладчатый период. Следует также отметить, что на многих месторождениях наблюдается замещение этими же скарнами пород наиболее молодых даек комп-

* В ряде регионов СССР, в том числе и в Средней Азии, вольфрамоносные магматические комплексы являются постскладчатыми и приурочены к зонам крупных тектонических нарушений. — *Ред.*

лекса малых интрузий верхнепалеозойского возраста (Левин, 1965; Тарасов, 1967, и др.). Последнее обстоятельство подтверждает высказанное Ф. И. Вольфсоном мнение, что между внедрением даек, фиксирующих окончание магматической деятельности герцинского цикла, и скарнообразованием имел место разрыв во времени. На многих скарноворудных месторождениях наблюдается пространственная ассоциация скарнов и интрузивных даек верхнепалеозойского возраста, размещенных в зонах разломов. Эта связь также не является генетической. Причины ее обусловлены единством путей поступления магматического материала и скарнообразующих растворов, а также наличием благоприятных структурных условий для размещения рудоносных скарнов в периодически открывающихся разрывах вдоль контактов интрузивных пород с известняками (Нечелюстов, Шехтман, Шихин, 1958).

Таким образом, скарнообразующие растворы хотя и следуют за магматическими образованиями, но отделяются от них некоторым промежутком времени, в течение которого на данном рудном поле создавались благоприятные структурные условия для размещения скарнов как вдоль контакта интрузивных и осадочных пород, так и в секущих их разломах.

Приведенный материал свидетельствует об отсутствии непосредственной генетической связи шеелитовой минерализации с отдельными массивами гранитоидов, обнажающихся в районах скарноворудных месторождений. Наблюдающаяся в ряде скарноворудных полей пространственная ассоциация скарнов и гранитоидов повышенной основности, по-видимому, может быть объяснена тем, что эти типы гранитоидов являются благоприятной средой для заимствования из них необходимых компонентов при формировании скарнов, размещающихся вдоль их контактов с известняками. Вслед за Е. Д. Карповой и А. Г. Ивашенцевым мы также считаем, что источниками скарнирующих растворов не могут являться те порции магмы, из которых возникли контактирующие со скарнами интрузивные породы (Карпова, Ивашенцев, 1954), и более вероятным представляется их поступление из более глубоких частей земной коры. Это положение согласуется с имеющимися фактическими материалами, собранными на ряде скарноворудных месторождений Средней Азии, а именно:

1) размещение скарноворудных месторождений среди осадочных образований в значительном удалении от изверженных пород без видимой связи с последними;

2) связь рудоносных скарнов в пространстве и времени с жильными дериватами интрузивных тел;

3) размещение скарнов в зонах разлома;

4) пространственная связь скарноворудных проявлений с разновозрастным комплексом магматических образований, проявившихся на рудной площади;

5) отсутствие на изученных скарноворудных месторождениях достоверных случаев пересечения скарнов дайками изверженных пород, включая и наиболее молодые дайки лампрофиров и диабазовых порфиритов;

6) наличие инфильтрационных скарнов в виде трубчатых и жилообразных тел, залегающих: а) в интрузивах, б) в эффузивах и в) в известняках, а также развитие скарнов по туфобрекчиям и на контакте известняков с эффузивами, расположенными в значительном удалении от интрузивов.

Скарново-шеелитовые месторождения отличаются сложностью строения и относительно простым вещественным составом. Во многих

случаях поверхности контактов карбонатных и интрузивных пород полого падают в сторону известняков и скарны преимущественно пироксенового и гранато-пироксенового состава, развиваясь вдоль этих поверхностей, образуют разнообразные по форме залежи, достигающие иногда значительных размеров. Сравнительно мощные скарновые залежи обладают часто хорошо выраженной зональностью. При этом нижняя часть разреза данной залежи, примыкающая непосредственно к интрузивным породам, обычно сложена сильно окварцованными гранатовыми разностями скарнов с бедной вкрапленностью шеелита, образовавшимися за счет замещения изверженных пород, а в верхней части разреза на контакте с карбонатными породами скарны обычно имеют пироксеновый состав и включают в себя часто богатую вкрапленность шеелита.

Рудная минерализация также проявлена ограниченным числом минералов: наибольшее развитие получает шеелит, затем молибденит и касситерит, в меньшей степени отмечаются висмутовые минералы и золото. Халькопирит, арсенопирит, сфалерит и галенит встречаются редко и промышленных скоплений, как правило, не образуют. Очень широко распространен пирротин, слагающий на некоторых месторождениях крупные залежи, и в значительно меньшей степени пирит. Особенностью минерализации шеелитоносных скарнов является отсутствие в их вещественном составе магнетита и гематита. Исключение составляют шеелитоносные скарны Чорух-Дайронского рудного поля и некоторые мелкие месторождения, в рудах которых вместе с шеелитом отмечаются и небольшие количества магнетита.

Среди рассматриваемых типов месторождений преобладают собственно шеелитовые, имеющие иногда крупное промышленное значение. Месторождения комплексных типов (шеелит-молибденовый, шеелит-касситеритовый, шеелит-золоторудный) обычно сравнительно мелкие.

Формирование скарново-шеелитовых месторождений Средней Азии обусловлено проявлением единого скарноворудного этапа минералообразования, в котором выделяется несколько стадий минерализации. На всех месторождениях наиболее широко проявилась предрудная скарновая стадия, во время которой формировались скарновые зоны и залежи. Остальные стадии минерализации сопровождались оруденением, они наложены на скарны и обусловили разнообразие типов скарноворудных месторождений. Среди рудоносных стадий выделяются: шеелитовая, полевошпатовая, пирротиновая, кварц-сульфидная и карбонатная; они характеризуются специфическими парагенетическими ассоциациями, в различной степени проявленными на отдельных скарново-шеелитовых месторождениях. При этом в минеральном комплексе всех рудных стадий в том или ином количестве присутствует шеелит (таблица).

Минерализация шеелитовой стадии обычно тесно ассоциирует со скарнами, что обусловлено наличием на многих скарново-шеелитовых месторождениях единого структурного контроля размещения скарнов и наложенного на них шеелитового оруденения. Шеелит в течение этой стадии минерализации отлагается в скарнах метасоматическим путем и, по-видимому, при относительно высокой температуре растворов, которые вызывают перекристаллизацию пироксенов и гранатов, новообразование железистого граната и уралитизацию пироксенов. Распределение шеелита в скарнах сравнительно равномерное. Условия его локализации обусловливаются следующими факторами: наличием мелкой трещиноватости рудоносных скарнов, уралитизацией пироксенов, новообразованиями гранатов существенно гроссулярово-

го состава, присутствием „остаточного" кальцита, размещенного в большей своей части вблизи контакта скарнов с известняками. Большое значение имеет и минералогический состав скарнов, в которых локализуется шеелитовое оруденение.

Минерализация полевошпатовой и пирротиновой стадий накладывается на полностью сформированные скарны по секущим их трещинам, но практически не выходит за пределы скарнов, в то время как минерализация кварцево-сульфидной и карбонатной стадий развивается как в скарнах, так и вне их — в гранитоидах вблизи их контакта со скарнами (кварц-сульфидная стадия) и в перекрывающих скарны осадочных образованиях (карбонатная стадия).

Главные стадии минерализации, проявленные на месторождениях скарново-вольфрамовой формации Средней Азии

Стадии минерализации	Характерные парагенетические ассоциации	Характерные изменения скарнов, сопровождающих оруденение
Шеелитовая	Шеелито-гроссулярово-карбонатная	Перекристаллизация пироксенов и гранатов. Гранатизация, уралитизация пироксенов, карбонатизация
Полевошпатовая	Шеелито-молибденито-полевошпатовая, шеелито-кассеритито-полевошпатовая	Фельдшпатизация, окварцевание
Пирротиновая	Шеелито-пирротино-кварцевая, кварцево-висмутовая	Окварцевание
Кварцево-сульфидная	Шеелито-кварцево-сульфидная	Окварцевание, актинолитизация, хлоритизация, грейзенизация
Карбонатная	Шеелито-кварцево-карбонатная, кварцево-висмутовая, кварцево-золоторудная с шеелитом	Окварцевание, карбонатизация, актинолитизация

Наиболее продуктивными в смысле накопления вольфрамового оруденения являются шеелитовая и пирротиновая стадии минерализации, с которыми связано отложение в скарнах Средней Азии основного количества шеелита, в то время как в течение полевошпатовой стадии кроме шеелита происходило отложение в скарнах на одних месторождениях главной массы молибденита, а на других — касситерита, дающего иногда промышленные скопления.

Скарново-шеелитовые месторождения Средней Азии преимущественно встречаются в раннегерцинской Зеравшанской и в меньшей степени в позднегерцинских Коржантау-Кураминской и других тектонических зонах. Эти зоны отличаются друг от друга по тектоническому режиму их развития, литологическим особенностям разрезов, характеру продолжительности и интенсивности магматизма.

Горные сооружения Зеравшанской зоны сложены преимущественно сланцево-известковой толщей силура, смятой в сравнительно мелкие складки; они прорваны крупными массивами гранитоидов повышенной основности, проявленными в период основной складчатости (средний и верхний карбон), и массивами гранитоидов, сформированными в послескладчатый период (верхний карбон — верхняя пермь). Специфической особенностью геологического развития этой зоны является практически полное отсутствие здесь эффузивов. Не отмечается также в ее пределах крупных разломов, контролирующих пространственное размещение скарново-шеелитовых месторождений, но вместе с

этим имеет место широкое развитие разрывных нарушений, прослеживающихся главным образом вдоль контактов пород с разными физико-механическими свойствами и чаще всего на контактах интрузивных масивов с вмещающими карбонатными породами (Синицин, 1960).

Формирование многочисленных скарноворудных месторождений вольфрама, имеющих в ряде случаев крупное промышленное значение, происходило преимущественно в послескладчатый период тектонического развития этой зоны. Геологическое положение рассматриваемых месторождений характеризуется приуроченностью их к антиклинальным структурам с локализацией собственно скарновых тел в участках, осложненных разрывными нарушениями. Последние имеют сравнительно малые масштабы, определяя размещение рудоносных скарнов в контактовой зоне, при этом залежи чаще приурочиваются к пологим волнистым структурам контакта карбонатных и интрузивных пород, реже к крутопадающим структурам контакта и еще реже они прослеживаются в виде пластовых залежей в сланцево-известняковой толще. Кроме того, скарновые тела встречаются и среди самих известняков вблизи их контакта с гранитоидами, то замещая отдельные пласты известняков, то развиваясь вдоль трещин скола, при этом скарны, приуроченные к трещинам в известняках, часто образуют структуры сопряжения со скарнами, развитыми вдоль контакта известняков с интрузивными породами.

Параметры и морфология скарновых образований весьма разнообразны. В одних случаях при сравнительно небольшой протяженности они характеризуются значительными мощностями, в других, напротив, при малой мощности отличаются сравнительно большой протяженностью, а иногда широким площадным распространением. Характер распределения рудоносных скарнов в этом случае контролируется морфологией контактовой поверхности интрузивных и карбонатных образований и положением рудоподводящих путей относительно этого контакта. Оруденение обусловлено проявлением главным образом шеелитовой и в меньшей степени пирротиновой стадий минерализации (Койташ, Ингичке и др.). В большинстве месторождений этой тектонической зоны шеелит имеет сравнительно равномерное распределение.

Для позднегерцинской Коржантау-Кураминской тектонической зоны характерно наличие крупных региональных разломов, контролирующих размещение даек и штоков пород малых интрузий, совпадение во времени развития главной складчатости (средний и верхний карбон) с внедрением батолитоподобных интрузий и интенсивное проявление верхнепалеозойского вулканизма.

Рудная минерализация характеризуется многометальностью и высокой степенью дифференцированности, она проявилась главным образом в послескладчатый период геологической истории развития зоны (верхний карбон — верхняя пермь). В этом периоде происходило образование многочисленных скарноворудных месторождений железа, свинца, цинка, вольфрама и др. (Поярков, 1957). При этом свинцово-цинковые месторождения в ряде случаев представлены крупными промышленными объектами, размещенными в нескольких структурно-литологических ярусах, где их положение контролируется глубинными разломами. В пределах этих разломов отдельные скарновые залежи локализуются преимущественно вдоль тектонически нарушенных контактов интрузивных и карбонатных пород, в виде трубообразных жил среди известняков, иногда по тектоническим трещинам среди силикатных и карбонатных пород и вдоль контактов известняков с перекрывающими их эффузивами.

Пространственное положение собственно скарново-шеелитовых месторождений также контролируется разломами, в пределах которых отдельные месторождения и рудные тела, обычно сложного состава, либо приурочены к тектонически нарушенным зонам контакта интрузивных и карбонатных пород, либо залегают среди интрузивных пород непосредственно в разрывных нарушениях. Распределение вольфрамового оруденения в последнем случае весьма неравномерное — оно не выдержано по мощности и простиранию отдельных рудных тел и сравнительно быстро выклинивается на их глубину.

С точки зрения методики перспективной оценки скарново-шеелитовые месторождения относятся к сложным типам. Среди них могут быть выделены:

а) месторождения, сложные по форме скарновых залежей и по распределению в них полезных компонентов;

б) месторождения, сложные по форме скарновых залежей, но с относительно равномерным распределением в них полезных компонентов;

в) месторождения, простые по форме скарновых залежей, но со сложным распределением в них рудных компонентов;

г) месторождения, простые по форме рудных тел и по распределению в них полезных компонентов.

По условиям залегания рудоконтролирующих геологических поверхностей среди этих типов месторождений устанавливаются три группы рудных залежей: пологие, крутые и комбинированные. В последних рудные тела, подчиненные крутопадающим разломам, на глубине, как правило, сопрягаются с контактовыми пологими залежами (Лянгар, Ингичке, Қойташ).

Форма скарновых залежей зависит, в первую очередь, от рельефа контактовой поверхности, которой они подчинены, а характер распределения в них оруденения определяется положением рудоподводящих путей относительно этого контакта и интенсивностью проявления на данном месторождении тех или иных рудных стадий минерализации. Так, для минерализации шеелитовой стадии характерно совмещение ее проявления в пространстве и, по-видимому, во времени с образованием скарновых залежей. При этом рудными растворами используются в первую очередь структуры, контролирующие размещение скарнов, и локализация шеелитового оруденения в этом случае зависит главным образом от особенностей сложения самих скарнов. Вследствие этого оруденение в скарнах (при умеренных мощностях скарновых залежей) будет относительно равномерно распределяться по всему их объему (месторождения типов „б" и „г"). При преимущественном наложении на скарны минерализации более поздних рудных стадий, условия локализации которой определяются прежде всего развитием в скарнах крупной трещиноватости, чаще формируются месторождения типов „а" и „в". Вместе с этим следует учитывать, что характерные для сложных месторождений дополнительные рудоконтролирующие факторы в каждом отдельном случае могут значительно усложнить общие схемы перспективной оценки, рациональное применение которых требует тщательного геологического анализа закономерностей образования и размещения рудных тел на данном месторождении. Однако даже в самых сложных месторождениях всегда могут быть выявлены тектонические элементы, контролирующие в основном пространственное размещение скарнов и наложеного на них оруденения. К этому можно добавить, что характерной особенностью большинства скарноворудных месторождений является образование скарнов из высокотемпературных растворов, обладающих высокой химической активностью.

Рассмотрим в качестве примера методику перспективной оценки, примененную на одном из крупнейших скарново-шеелитовых месторождений Средней Азии — Ингичке. Это месторождение приурочено к пологому контакту гранитоидов с мраморизованными известняками верхнего силура. Форма контактовой поверхности весьма неправильная и выражена чередованием мульдо- и чашеобразных прогибов различных размеров, с неправильными положительными формами — куполовидными поднятиями (Ушаков, 1952).

Анализ первых данных разведки месторождения с применением геофизических методов позволил разработать по нему программу геологических исследований и выработать принципы составления прогнозных карт. Реализация намеченной программы дала возможность выявить ряд закономерностей, определяющих условия локализации скарнов. В частности, было установлено, что для локализации скарноворудных тел наиболее благоприятны вогнутые участки контакта изверженных пород с известняками, и наоборот, выпуклые части этого контакта являются неблагоприятными. Кроме того, удалось установить повышение интенсивности вольфрамового оруденения в тех участках скарновой зоны, где в гранитах отмечалось наличие крутопадающих минерализованных полос (с мусковитом, альбитом и кварцем), рассматривающихся в качестве рудоподводящих каналов.

С учетом выявленных закономерностей локализации оруденения была составлена прогнозно-структурная карта масштаба 1 : 10 000, охватывающая значительную часть площади рудного поля. На этой карте поверхность кровли интрузива была изображена в изогипсах, что позволило показать на карте оси ложбин и поднятий разных порядков и оконтурить участки однородного залегания. При оценке перспективности отдельных участков рудного поля учитывались и наносились на карту проявленные в надрудной толще различные индикаторы скрытой на глубине минерализации и в том числе мелкие жилки скарнов и скарнированых пород (в связи с дайками изверженных пород); кварцевые жилы (даже с убогой минерализацией); полосы кварц-карбонатных и кварц-волластонитовых образований и др.

Предварительная разведка рудного поля заключалась в разбуривании по профилям структурно-поисковых скважин, которыми выявлялись перспективные участки развития рудоносных скарнов и уже на этапе предварительной разведки по отдельным участкам рудного поля были подсчитаны значительные перспективные запасы вольфрамовых руд.

Изложенные материалы позволяют выделить ряд первоочередных задач предварительного изучения месторождений, решение которых может обеспечить разработку наиболее эффективных методов их перспективной оценки, а именно:

а) изучение рельефа контактовой поверхности карбонатных и интрузивных пород и выяснение соотношения элементов залегания этой поверхности со слоистостью и складчатостью пород кровли;

б) изучение истории формирования трещин и их влияния на размещение оруденения с выделением минерализованных разрывов, которые далеко не всегда представлены хорошо выраженными сколами. Часто они представляют собой либо системы мелких минерализованных трещин, либо зоны гидротермально измененных пород;

в) изучение индикаторов скрытого оруденения в породах кровли; они здесь могут проявляться в виде различной, часто даже безрудной минерализации;

г) составление прогнозно-структурных планов, на которых наносятся поверхности контактов (в изогипсах), дайки, рудные тела, индикаторы скрытого оруденения и т. д. С помощью таких планов выясняются

закономерности локализации оруденения в зависимости от рельефа поверхности контакта.

При решении этих задач следует учитывать:

— большое разнообразие геологического строения месторождений, морфологии и размеров рудных тел, степени геологической изменчивости и интенсивности проявления на месторождениях отдельных рудных стадий;

— важную роль тектонических элементов и состава вмещающих пород в пространственном размещении скарнов;

— относительную однородность руд, позволяющую применять сравнительно редкую разведочную сеть.

В заключение необходимо подчеркнуть, что на примере изучения рудных полей разных формаций скарновых месторождений устанавливается, что в большинстве случаев каждое проявление минерализации в данной структуре следует рассматривать как часть обширного рудного поля, в пределах которого в благоприятных геологических условиях можно ожидать формирования промышленных рудных залежей. Поэтому систематическому изучению и перспективной оценке должны подвергаться рудоносные структуры в целом. Этот подход к методике перспективной оценки, примененный в ряде районов Средней Азии, позволил резко расширить фронт поисково-разведочных работ и привел к коренной переоценке перспектив отдельных скарноворудных полей и выявлению ряда промышленых рудных залежей, не имеющих выходов на поверхность.

Применение сравнительно небольших объемов колонковых скважин вместе с широким использованием геофизических методов разведки обеспечивает возможность относительно полного учета перспективных запасов месторождения или рудного поля уже на стадии предварительной разведки.

Средняя Азия является крупной скарноворудной провинцией Советского Союза, в пределах которой разведаны и эксплуатируются скарново-шеелитовые месторождения большого народнохозяйственного значения. Вместе с этим следует отметить, что перспективы этой территории еще не исчерпаны. Представляется целесообразным возобновить в Средней Азии проведение широких поисковых работ на вольфрамовые руды с учетом изложенного опыта изучения скарново-шеелитовых месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Х. М. 1947. Геология шеелитоносных скарнов Средней Азии. Ташкент, изд. АН Уз.ССР.

Карпова Е. Д. 1960. Интрузивные и рудные комплексы в тектонических рудных зонах Южного Тянь-Шаня. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Госгеолтехиздат.

Карпова Е. Д., А. Г. Ивашенцев. 1954. Скарны. В сб.: «Измененные околорудные породы и их поисковое значение». М., Госгеолтехиздат.

Левин В. Н., Ф. И. Вольфсон. 1965. Геология свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля. М., изд. «Наука».

Нечелюстов Н. В. 1947. Месторождения шеелита в Средней Азии. «Советская геология», № 14—15.

Нечелюстов Н. В., Б. Ф. Зленко. 1968. Сравнительная металлогеническая характеристика скарноворудных месторождений герцинид Средней Азии. Тезисы доклада к 5-му Всесоюзному металлогеническому совещанию. Фрунзе, изд. «Илим».

Поярков В. Э. 1957. Некоторые закономерности размещения полиметаллических рудных полей в тектонических зонах Средней Азии. В сб. НИГРИзолото, вып. 1.

Синицын Н. М. 1960. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд. ЛГУ.

Ушаков Н. Д. 1952. О методике поисков «слепых» скарновых тел. «Разведка и охрана недр», № 2.
Ушаков Н. Д. 1962. К вопросу о поисковых признаках шеелитовых месторождений скарнового типа. Уч. зап. САИГИМСа, вып. 7.
Хамрабаев И. Х. 1958. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент, изд. АН Уз.ССР.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В ОРЕОЛАХ БЕРИЛЛИЙ-ВОЛЬФРАМОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СВЯЗАННОГО С МЕТАСОМАТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫМИ ГРАНИТАМИ

Л. Ф. Цимбал, В. В. Шелагуров

Центральная геохимическая экспедиция ИМГРЭ

Месторождение расположено в центральной части палеозойской тектонической глыбы, сложенной метаморфическими породами нижнего и среднего девона, которые прорываются небольшими гипабиссальными кислыми интрузиями. Месторождение локализуется в апикальной части штока альбитизированных и грейзенизированных гранитов, являющегося апофизой более крупного интрузивного массива. Шток приурочен к пересечению двух тектонических зон восток-северо-восточного и север-северо-западного простирания. Форма его слегка вытянутая, округлая, размеры 300×200 *м*. Молодыми тектоническими нарушениями он разбит на ряд блоков со смещением контактов на 100 *м* и более.

Вмещающими породами являются метаморфические сланцы нижнего—среднего девона, слагающие восточное крыло крупной антиклинальной складки субмеридионального простирания, которые В. В. Аристовым и И. Я. Смульским по петрографическому составу разделяются на три пачки.

1. Нижняя пачка — серицито-кварцевые сланцы с прослоями углисто-хлорит-серицитовых и кварц-амфиболитовых сланцев и реликтами алевролитов. Породы нижней пачки слагают центральную часть площади месторождения и протягиваются в субмеридиональном направлении. Для них характерно интенсивное рассланцевание и многочисленные маломощные инъекции кварца.

2. Породы, объединенные в среднюю пачку, образуют две полосы шириной 90—120 *м*, одна из которых располагается в восточной части района месторождения, другая — к северу и к югу от гранитного массива. Пачка сложена кварц-биотитовыми сланцами с прослоями углисто-глинистых и биотит-кварцевых сланцев с реликтами песчаников. Это породы темно-серого цвета, рассланцованные, с многочисленными кварцевыми прожилками, как правило согласными со слоистостью и сланцеватостью, реже — секущими.

3. Верхняя пачка выделена в северо-восточной и западной частях месторождения; представлена серицит-кварцевыми сланцами и алевритовыми песчаниками, рассланцованными и серицитизированными, с прослоями кварц-биотитовых сланцев мощностью 4—6 *м*. Для последних характерно частое чередование слоев серицит-кварцевого и кварц-биотитового состава мощностью от нескольких миллиметров до 3 *см*, содержащих углистое вещество.

Послойные инъекции кварца, характерные для пород всех трех пачек, являются продуктом регионального метаморфизма (Аристов, Смульский, 1962). Кроме этого, прилегающие к гранитному штоку осадочно-метаморфические породы, особенно по восточному экзоконтакту, под-

верглись контактовому метаморфизму, результатом которого явилось окварцевание и ороговикование пород, а также воздействию постмагматических растворов, связанных с формированием апогранитов — частичной грейзенизации, мусковитизации и окварцеванию. Последнее проявилось в образовании кварцевых жил с рудными минералами и более поздних жил халцедоновидного кварца.

Вмещающие осадочно-метаморфические породы смяты в мелкие изоклинальные складки северо-западного и север-северо-западного простирания.

Разрывные нарушения в районе месторождения подразделяются на до- и послегранитные. К первым относятся глубинные разломы, к местам сопряжения которых приурочены выходы гранитных массивов. Вторая группа нарушений, север-северо-западного простирания, представлена зонами повышенной трещиноватости, к которым нередко приурочены кварц-амазонитные жилы, лепидолит-топазовые грейзены и кварц-вольфрамитовые жилы. К этой же группе относятся и наиболее молодые дизъюнктивные нарушения — разломы северо-восточного простирания с крутым падением на юго-запад, которые обычно выполнены дайками различного состава (лампрофиры, диоритовые порфириты, диабазы и др).

Рудовмещающими породами являются мелкозернистые грейзенизированные мусковит-альбитовые граниты и кварц-мусковитовые грейзены, особенно широко проявившиеся в наименее эродированной восточной части штока. Оруденение на месторождении представлено двумя типами: 1) грейзены и грейзенизированные граниты; 2) кварц-вольфрамитовые жилы. Главный рудный элемент — вольфрам, второстепенное значение имеет бериллий, сопутствующим элементом является литий.

Промышленные концентрации вольфрама сосредоточены главным образом в кварц-мусковитовых грейзенах и грейзенизированных гранитах, локализующихся в восточной части штока. Минеральный состав грейзенов: кварц, мусковит, альбит, микроклин, топаз, вольфрамит, шеелит, берилл, редко флюорит. Вольфрамит и берилл присутствуют в них в виде мелкой вкрапленности или гнездообразных скоплений. Оруденение здесь равномерное, прослеживается на глубину до 460 *м*, где развиты крупнозернистые разности гранитов, в которых содержания рудных элементов понижаются.

Второй тип оруденения представлен кварц-вольфрамитовыми жилами. Всего на месторождении выделено 18 рудных жил. Длина их от нескольких десятков до 600 *м*, простирание ССЗ, падение крутое на юго-запад. Основным жильным минералом является белый и дымчатый кварц. Кроме того, присутствуют мусковит, вольфрамит, реже берилл, флюорит, пирит, халькопирит, висмутин, шеелит, гидроокислы железа и марганца, кальцит. Большинство рудных жил локализуется в зоне грейзенов в восточной части массива. Во вмещающих породах жилы сильно изменчивы по мощности и по простиранию, концентрации рудных элементов здесь более низкие.

Ввиду того что основная масса рудных компонентов сосредоточена в грейзенах и грейзенизированных гранитах, а наиболее богатые кварц-вольфрамитовые жилы располагаются в пределах штока и, более того, в его рудоносной части, эндогенные ореолы вокруг грейзенизированных гранитов и жил накладываются друг на друга, так что далее будет рассмотрено распределение элементов в комплексном ореоле вокруг месторождения.

В осадочно-метаморфических породах района месторождения повышенные концентрации образуют следующие элементы: медь, бериллий, литий, олово, ниобий, свинец и вольфрам.

Для изучения распределения содержаний элементов-примесей в боковых породах было проведено геохимическое опробование поверхности и керна буровых скважин. По поверхности было пройдено 4 профиля, из которых 3 — вкрест простирания вмещающих пород, один — субширотного направления, опробован керн 9 буровых скважин. В процессе изучения эндогенных ореолов вокруг месторождения было отобрано 100 геохимических проб по поверхности, из керна скважин — 150, для определения местного геохимического фона — 50 проб. Отобранные пробы анализировались полуколичественным и количественным методами на следующие элементы: вольфрам, молибден, литий, бериллий, олово, ниобий, тантал, свинец, цинк, медь, титан и ванадий. Результаты анализов обрабатывались методами математической статистики.

Параметры распределения элементов-примесей в ореолах

Элементы	Кларк, *г/т* (по А. П. Виноградову)	Среднее арифметическое содержание, *г/т*		Коэффициент аномальности $K_а^*$	Коэффициент минерализации $K_м^{**}$	Пределы колебаний содержаний в ореолах, *г/т*
		Фоновое	Ореольное			
Бериллий	3	2,8±0,5	6,0	2,5	0,91	3—320
Литий	60	50± 6	140	5,0	0,94	260—320
Медь	57	79±15	140	1,5	0,49	80—210
Вольфрам	2	8 ±1,5	110	55	0,72	20—180
Олово	10	9,4±6	25	20	0,59	3— 20

* $K_а$ — коэффициент аномальности, равный отношению среднего содержания элемента в ореоле к среднему фоновому.

** $K_м$ — коэффициент минерализации, равный отношению количества проб в ореоле, содержание элемента в которых больше минимально-аномального, к общему количеству проб в пределах ореола.

В осадочно-метаморфических породах, вмещающих шток апогранитов, установлены повышенные по сравнению с местным геохимическим фоном содержания меди, бериллия, лития, олова, вольфрама, свинца и ниобия. За величину местного геохимического фона принималась оценка среднего арифметического содержания каждого элемента в выборке проб, отобранных из неизмененных пород, за пределами возможного распространения геохимических ореолов. Фоновые содержания перечисленных элементов близки к кларковым, за исключением вольфрама, кларк которого (по А. П. Виноградову) 2 *г/т*, а местный геохимический фон в 4 раза выше (8 *г/т*) (таблица). Выделение аномальных площадей производилось на основе вычисления минимально-аномальных содержаний на различных уровнях значимости ($q=10$, 5 и 1%). Достоверность выделения аномальных площадей проверялась путем сравнения фоновых и аномальных выборок методом χ^2 (Родионов, 1962). Было установлено, что из вышеперечисленных элементов, имеющих повышенные содержания в зоне экзоконтакта, бериллий, литий, олово, медь и вольфрам образуют наиболее широкие, интенсивные и контрастные эндогенные геохимические ореолы.

Литий образует широкий интенсивный ореол, выделенный на 5%-ном уровне значимости (рис. 1). Среднее содержание лития в пределах ореола — 140 *г/т*, что почти в 3 раза выше фонового (таблица). Наибольшая удаленность ореола от контакта штока в восток-северо-восточном направлении — вкрест простирания пород — более 700 *м*. Естественно предположить, что по простиранию пород ореолы лития распространяются значительно дальше. В пределах аномальной площади, выделенной на 5%-ном уровне значимости, оконтурены участки, в которых содержания лития превышают минимально-аномальное, вычис-

ленное на 1%-ном уровне значимости. Один из таких участков расположен в экзоконтакте массива и окаймляет его зоной шириной 40—50 *м*. На юго-западе ширина ее достигает 400 *м*. Другой участок выделен в 150 *м* от восточного контакта штока в виде полосы субмеридионального простирания, ширина которой 60—75 *м*. Еще две аномальные площади расположены к северо-востоку от массива. Простирание их северо-западное, ширина 50—75 *м*. Аномальные участки приурочены к шарниру и крыльям антиклинальной складки, осложненной разрывными наруше-

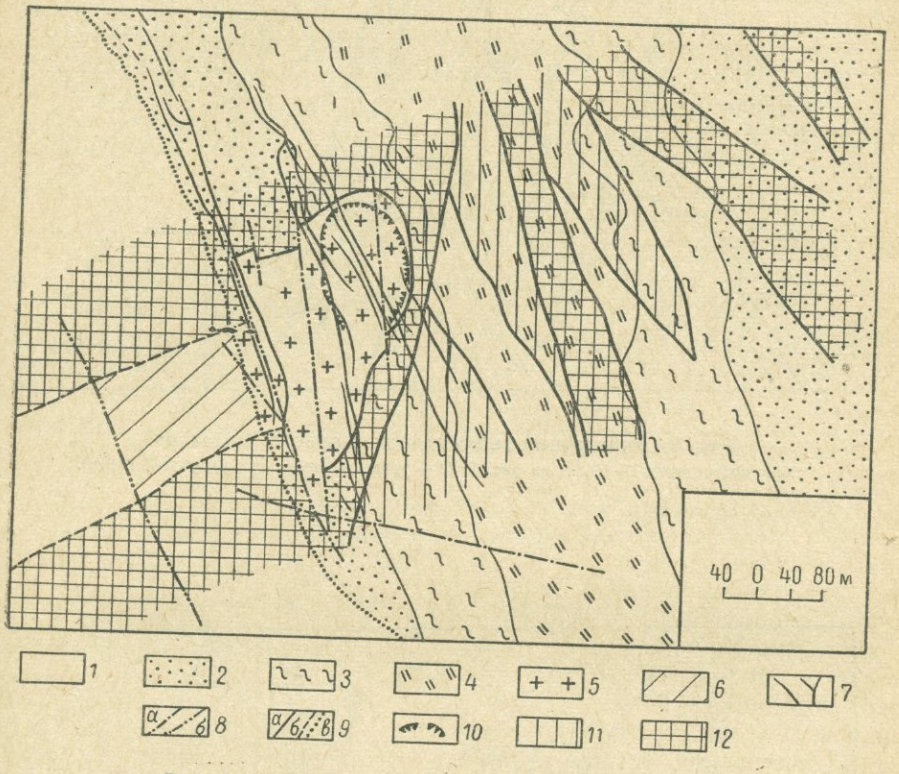


Рис. 1. Эндогенные геохимические ореолы лития.

1 — четвертичные отложения; *2*—верхняя пачка (серицито-кварцевые сланцы с прослоями кварц-биотитового состава, содержащие реликты полимиктовых песчаников); *3*—средняя пачка (кварц-биотитовые сланцы, содержащие реликты глинистых сланцев и полимиктовых песчаников); *4* — нижняя пачка (серицито-кварцевые сланцы, содержащие реликты алевролитов и прослои углисто-хлорит-серицитовых и амфиболовых сланцев); *5* — граниты средне- и мелкозернистые мусковитовые грейзенизированные; *6* — граниты, предполагаемые под рыхлыми отложениями; *7* — кварцевые жилы; *8* — разрывные нарушения (*а* — установленные, *б* — предполагаемые); *9* — геологические границы (*а* — установленные, *б* — предполагаемые, *в* — четвертичных отложений); *10* — контур карьера; *11* — уровень значимости 5% (140 — 150 *г/т*); *12*—уровень значимости 1% (260—320 *г/т*).

ниями. Приуроченности повышенных содержаний лития к определенным литологическим разновидностям не отмечается.

Эндогенный ореол бериллия (рис. 2) по площади распространения совпадает с ореолом лития, выделенным на 5%-ном уровне значимости, но отличается большой интенсивностью (уровень значимости <1%). Среднее содержание бериллия в ореоле 20—22 *г/т*, что в 7 раз превышает фоновое. В пределах аномальной площади к востоку от месторождения выделяются два участка с более низкими содержаниями элемента (5,2—5,4 *г/т*), один из которых приурочен к шарниру антиклинальной складки, другой — к ее восточному крылу. Какой-либо связи изменения содержания бериллия в ореоле с литологическими разновид-

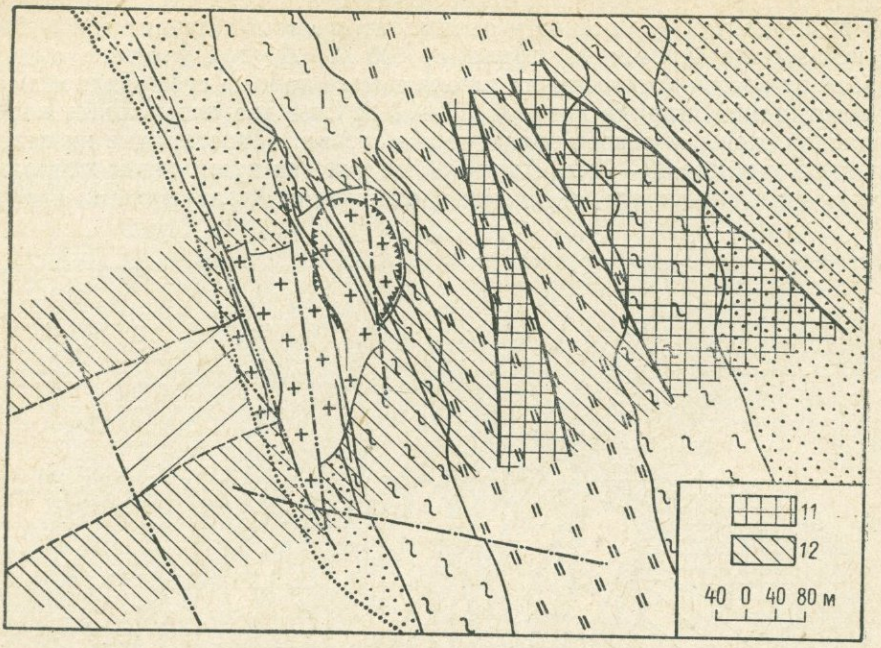


Рис. 2. Эндогенные геохимические ореолы бериллия.
Усл. обозначения *1—10* см. на рис. 1. *11* — уровень значимости 1% (5,2—5,4 *г/т*).

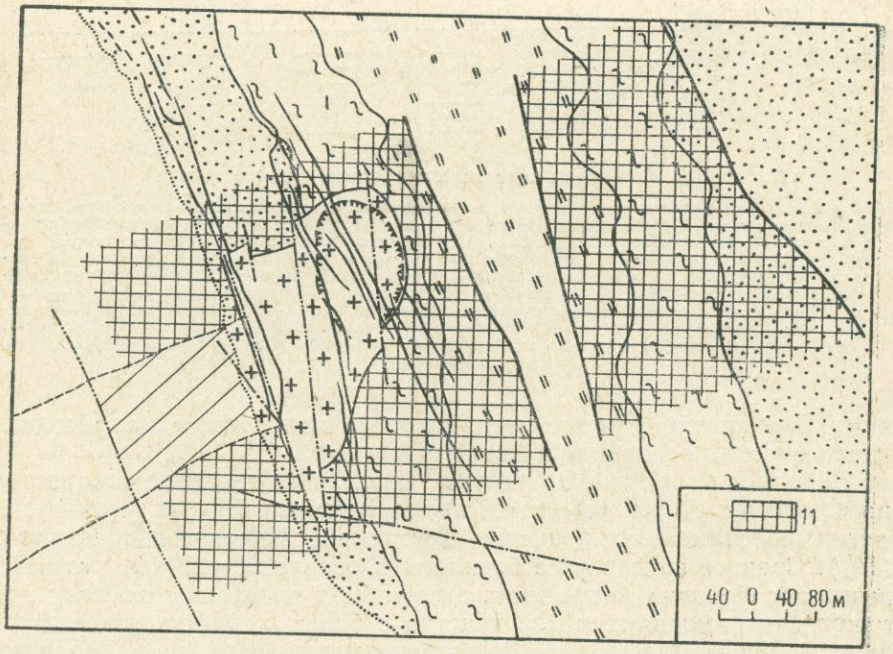


Рис. 3. Эндогенные геохимическне ореолы меди.
Усл. обозначения *1—10* см. на рис. 1. *11* — уровень значимости 1% (67—70 *г/т*).

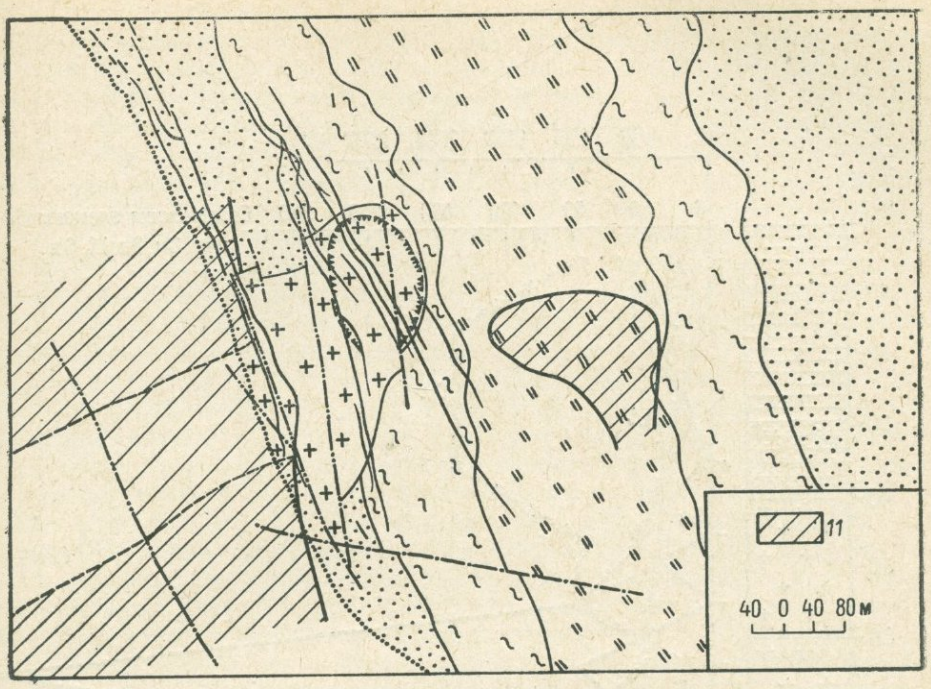


Рис. 4. Эндогенные геохимические ореолы вольфрама.
Усл. обозначения *1—10* см. на рис. 1. *11* — уровень значимости 10% (100 *г/т*).

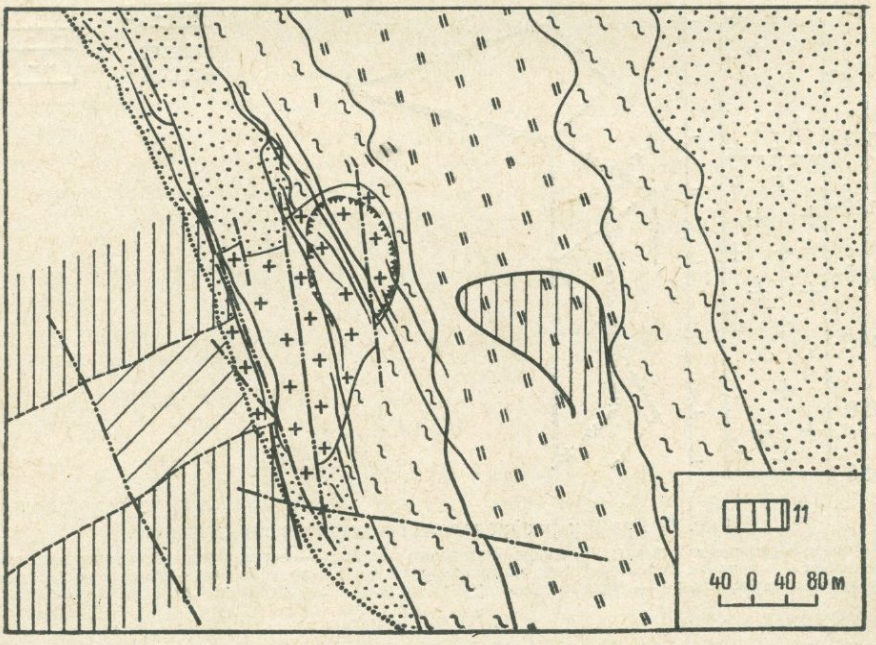


Рис. 5. Эндогенные геохимические ореолы олова.
Усл. обозначения *1—10* см. на рис. 1. *11* — уровень значимости 5% (25 *г/т*).

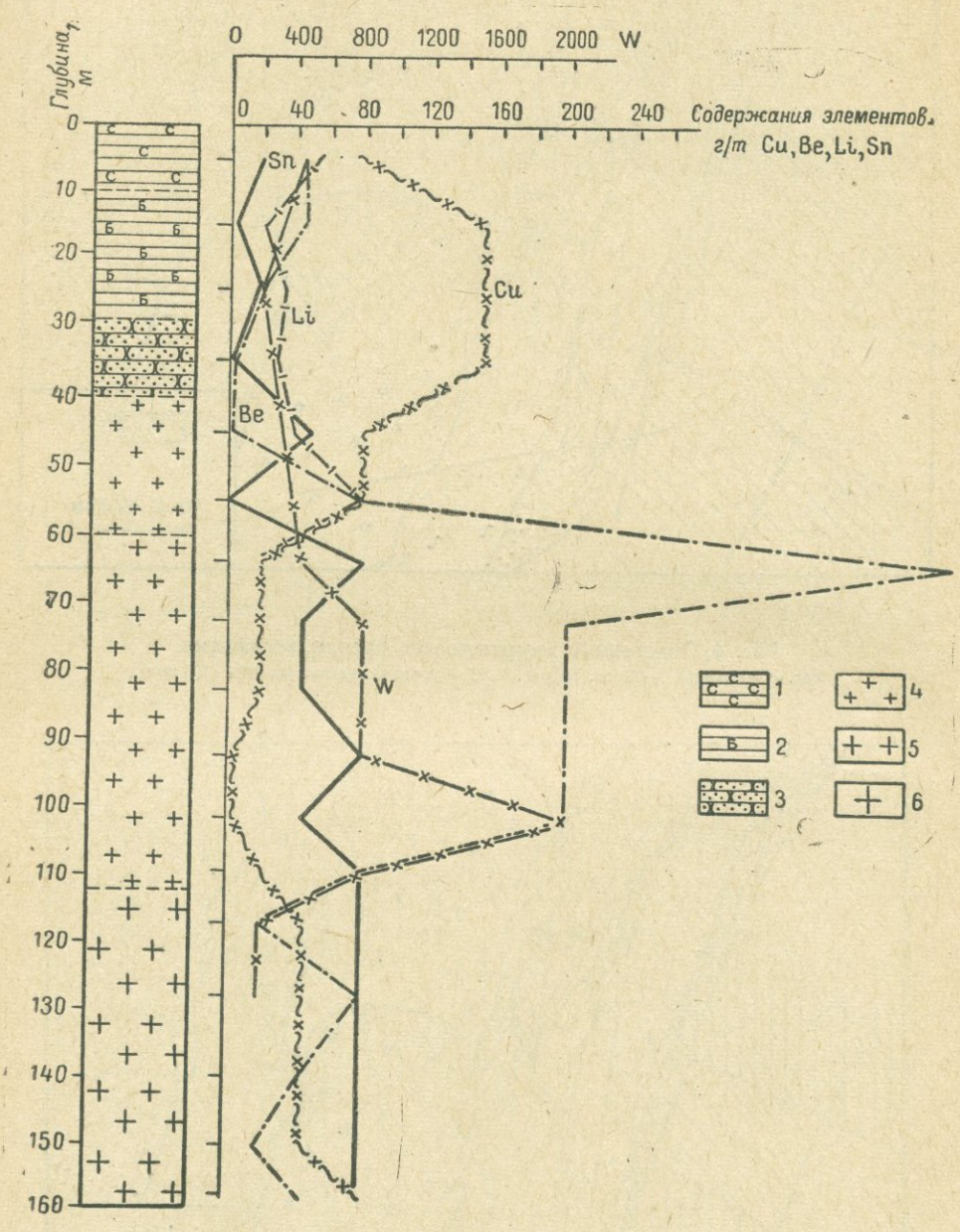


Рис. 6. График распределения элементов по скважине.

1 — кварц-серицитовые сланцы; *2* — кварц-биотитовые сланцы; *3* — песчаники кварц-биотитовые, окварцованные; *4* — граниты мелкозернистые, альбитизированные; *5* — граниты мелко-среднезернистые, слабо грейзенизированные; *6* — граниты крупнозернистые, слабо порфировидные, грейзенизированные.

ностями не устанавливается. В метасоматически измененных гранитах массива содержания бериллия и лития выше, чем в пределах ореолов.

Медь образует две площади аномальных концентраций, превышающих минимально-аномальное, вычисленные на 5%-ном уровне значимости, где содержания меди варьируют от 100 до 300 *г/т* (рис.3). Одна из этих площадей обрамляет массив и ширина ее колеблется от 40 до 150 *м*. Она отделяется от второй площади, расположенной в 140 *м* к востоку от массива и имеющей субмеридиональное направление и ширину около 300 *м*, полосой, где содержания меди не превышают фоновых, и пространственно совпадающей с шарниром антиклинальной складки. Для меди характерны сравнительно более высокие содержания в кварц-серицитовых сланцах и более пониженные в кварц-биотитовых и глинистых сланцах и песчаниках. Содержание меди в метасоматически измененных гранитах ниже, чем в ореоле.

Вольфрам и олово. Эндогенные геохимические ореолы вольфрама и олова полностью совпадают (рис. 4, 5). Выделяются две площади аномальных концентраций этих элементов (на уровне значимости 5%). Одна из них расположена к юго-западу от штока гранитов, ширина ее достигает 300 *м*. Вторая аномальная площадь оконтурена в 100 *м* от восточного контакта массива. Размер ее 200×100 *м*. Среднее содержание вольфрама в ореолах 110 *г/т*, тогда как среднее фоновое содержание 8 *г/т*, среднее содержание олова 25 *г/т*, среднее фоновое 9,4 *г/т*. Возможно, восточный ореол вольфрама и олова развит над невскрытой апофизой штока метасоматически измененных гранитов.

Наряду с описанными пятью элементами, которые образуют довольно широкие и интенсивные геохимические ореолы и могут служить индикаторами бериллий-вольфрамового оруденения, повышенные содержания в экзоконтакте массива образуют и другие элементы, играющие второстепенную роль. В северном экзоконтакте массива выявлены повышенные содержания ниобия (30—60 *г/т*). Небольшие ореолы с содержаниями 300—600 *г/т* к северо-западу и востоку от массива образует цинк. Оба участка пространственно приурочены к тектоническим нарушениям.

В распределении элементов в пределах эндогенных ореолов бериллий-вольфрамового месторождения устанавливается довольно четко проявленная качественная зональность: наиболее широкие и интенсивные ореолы образуют литий и берилий, менее широкие — медь и ближе всех к месторождению оконтурены ореолы вольфрама и олова. Проведенный объем работ не позволил нам выйти за пределы ореолов, так что их форма и размеры точно указаны быть не могут, но можно предположить, что масштабы их значительно больше, чем оконтуренные по имеющимся данным.

Результаты распределения элементов с глубиной на примере одной из скважин показаны на рис. 6.

Выводы

1. Из обширной гаммы элементов, рассмотренных в процессе изучения эндогенных геохимических ореолов месторождения, наиболее контрастные и широкие ореолы образуют литий, бериллий, олово, вольфрам и медь.

2. Наиболее интенсивными являются ореолы вольфрама и бериллия, т. е. тех элементов, которые характеризуются высокими концентрациями в рудах; наиболее широкие по площади ореолы образуют бериллий и литий, что, по-видимому, объясняется их большой миграционной способностью.

3. Размеры первичных ореолов элементов-индикаторов вокруг руд грейзенового типа составляют 500—700 *м* по простиранию и 150—200 *м* по восстанию. Ореолы бериллия и лития превышают размеры гидротермально измененных пород в пять и более раз.

4. Четкой дифференциации в распределении элементов по литологическим разновидностям не выявлено. Можно лишь отметить приуроченность более высоких концентраций к прослоям гравелитов, песчаников и к тектоническим зонам, т. е. к наиболее проницаемым участкам осадочно-метаморфической толщи, что может указывать на инфильтрационный характер формирования эндогенных ореолов.

ЛИТЕРАТУРА

Беус А. А., Н. Е. Залашкова. 1962. О танталовой минерализации в метасоматически измененных гранитах (апогранитах). Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.

Родионов Д. А. 1962. Применение математической статистики для обоснования некоторых петрографических и геохимических выводов. «Сов. геология», № 2.

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ГЕНЕЗИС ВОЛЬФРАМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ФЛЮКТУАЦИИ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПОЛОСТНЫХ СИСТЕМ ПРИ АДИАБАТНОМ ИЗМЕНЕНИИ ОБЪЕМА ПОЛОСТИ

И. В. Булдаков

Ленинградский государственный университет

В последнее время все большее число исследователей рассматривают изменение физико-химических параметров эндогенного гидротермального минералообразования в связи с адиабатным приращением свободного объема в момент приоткрывания жильной полости (Барабанов, 1958, 1961; Долгов, 1963, 1968; Булдаков, 1964, 1967, и др.).

Попытка оценить колебание температуры и давления в таких системах была предпринята Ю. А. Долговым (1963). Неточности его расчетов, по-видимому, связаны с использованием при вычислениях по формуле Пуассона величин давления паров воды вместо их фугитивности. Ниже излагаются результаты наших исследований этого вопроса и ряд важнейших следствий.

Условием адиабатного приращения объема газа является

$$dH=0 \quad \text{или} \quad TdS+VdP=0. \tag{1}$$

Путем преобразований и подстановок Э. Н. Мелвином-Хьюзом (1962) для конечных значений получено

$$\Delta T=-\left[\frac{V(1-\alpha T)}{C_p}\right]\Delta P. \tag{2}$$

Далее отмечаем, что для начального и конечного состояний газа уравнения имеют вид:

$$P_1V_1=RT_1 \text{ и } P_2V_2=RT_2.$$

Отсюда

$$P_1V_1-RT_1=P_2V_2-RT_2$$

и

$$T_2-T_1=\frac{P_2V_2-P_1V_1}{R}. \tag{3}$$

Подставляя это выражение в уравнение Мелвина-Хьюза, имеем:

$$\frac{P_2V_2-P_1V_1}{R}=-\frac{P_2V_1(1-\alpha T_1)}{C_p}+\frac{P_1V_1(1-\alpha T_1)}{C_p}.$$

После некоторых преобразований:

$$P_2=\frac{C_pV_1+RV_1(1-\alpha T_1)}{C_pV_2+RV_1(1-\alpha T_1)}P_1 \tag{4}$$

и

$$\Delta P = \frac{C_p (V_1 - V_2)}{C_p V_2 + R V_1 (1 - \alpha T_1)} P_1. \qquad (5)$$

Подставляя в (2) выражение для ΔP, имеем после некоторых преобразований:

$$T_2 = \frac{C_p V_2 + R V_2 (1 - \alpha T_1)}{C_p V_2 + R V_1 (1 - \alpha T_1)} T_1; \qquad (6)$$

$$\Delta T = \frac{R (1 - \alpha T) (V_2 - V_1)}{C_p V_2 + R V_1 (1 - \alpha T_1)} T_1. \qquad (7)$$

Следует помнить, что в таком написании эти уравнения справедливы для идеальных газов, в случае же реальных газов необходимо учитывать вместо давлений фугитивность газов. Таким образом, $P_1 T_1 V_1$ — параметры (фугитивность — давление, абсолютная температура, удельный объем) рабочего тела до при-

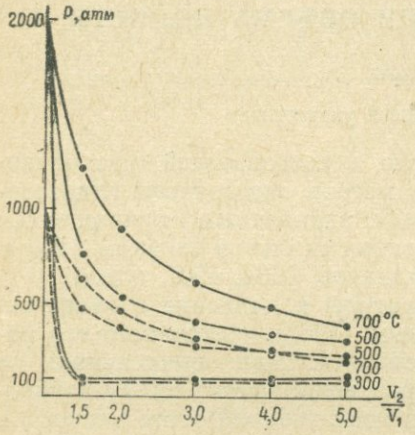


Рис. 1. Изменение давления воды и водяного пара в зависимости от приращения объема.

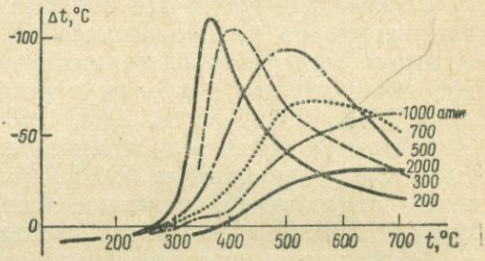


Рис. 2. Зависимость величины t от начальных температуры и давления при приращении V_2/V_1, равном 1,5.

открывания жильной полости, а $P_2 T_2 V_2$ — после приоткрывания, R — газовая постоянная, C_p — изобарная теплоемкость, α — температурный коэффициент расширения при начальных значениях P и T.

Необходимые термодинамические данные в широком диапазоне P и T имеются лишь для воды (Вукалович, 1958). Поэтому расчеты проведены именно для нее. Схема расчетов следующая. При заданных P_1 и T_1 удельный объем граммоля воды и водяного пара (V_1) определяется уравнением состояния (таблицы М. П. Вукаловича). По этим известным данным рассчитывались по формуле (6) или (7) значения T_2 для случаев, когда $\frac{V_2}{V_1} = 1{,}5;\ 2;\ 3;\ 4;\ 5$. Зная величины V_2 и T_2, по таблицам легко найти и P_2. Таким образом, мы освободили себя от необходимости оперировать фугитивностями. В тех случаях, когда исходные или конечные значения указанных параметров воды попадают на кривую двухфазного равновесия, в результате приращения объема произойдет гетерогенизация ее, что по-своему изменит и температуру, и давление. Такие изменения оценивались по объему газовой и жидкой фазы, их плотности, их теплоемкостям и скрытой теплоте парообразования.

Рассчитанные значения перепадов температур и давлений в зависимости от степени увеличения объема полости приведены в табл. 1 и на рис. 1, 2, поправки на изменения температуры (поправки на давление по сравнению с перепадом давлений весьма незначительны) при гетерогенизации — в табл. 2.

Таблица 1

Исходные и конечные значения температуры и давления воды и водяного пара в зависимости от степени приращения объема

Исходная t, °С	Исходное P, *атм*	V_2/V_1	t_2	P_2	Исходная t, °С	Исходное P, *атм*	V_2/V_1	t_2	P_2
700	2000	1,5	671	1220	350	1000	1,5	346	145—150
		2,0	651	890			2,0	344	145—150
		3,0	642	620			3,0	343	145—150
		4,0	632	480			4,0	341	145—150
		5,0	622	390			5,0	341	145—150
700	1000	1,5	642	615	350	500	1,5	336	145—150
		2,0	612	460			2,0	329	130—135
		3,0	593	320			3,0	323	115—120
		4,0	583	240			4,0	319	115—120
		5,0	573	195			5,0	318	115—120
700	500	1,5	661	325	300	2000	1,5	307	100
		2,0	631	240			2,0	209	100
		3,0	612	165			3,0	313	100
		4,0	602	125			4,0	316	115
		5,0	602	100			5,0	317	115
500	2000	1,5	479	760	300	1000	1,5	303	86
		2,0	469	530			2,0	305	86
		3,0	459	400			3,0	307	86
		4,0	454	335			4,0	307	86
		5,0	446	300			5,0	308	86
500	1000	1,5	461	490	300	500	1,5	300	86
		2,0	438	380			2,0	300	86
		3,0	423	290			3,0	301	86
		4,0	415	250			4,0	301	86
		5,0	407	220			5,0	301	86
500	500	1,5	407	265	100	1000	1,5	110	1,4
		2,0	369	195			2,0	115	2,0
		3,0	330	135			3,0	121	2,0
		4,0	319	115			4,0	124	2,0
		5,0	310	96			5,0	125	2,0
400	2000	1,5	400	430	100	500	1,5	110	1,4
		2,0	400	320			2,0	115	2,0
		3,0	400	290			3,0	121	2,0
		4,0	400	270			4,0	122	2,0
		5,0	400	250			5,0	124	2,0
400	1000	1,5	393	115	100	200	1,5	110	1,4
		2,0	383	90			2,0	115	2,0
		3,0	383	64			3,0	118	2,0
		4,0	381	49			4,0	122	2,0
		5,0	381	40			5,0	122	2,0
400	500	1,5	350	90					
		2,0	337	70					
		3,0	326	48					
		4,0	320	37					
		5,0	313	29					

Как следует из рисунков и табл. 1, наибольшие перепады давлений (в десятки раз) характерны при средних и низких исходных значениях температур и высоких начальных давлениях. Наибольшие перепады температур имеют место при исходных значениях их, близких к критической, и невысоком давлении. При температурах от 250 до 400° С (в зависимости от давления) устанавливается точка инверсии, ниже которой перепады температур имеют положительное значение. Правда, при исходных температурах, близких к критической, отрицательный тем-

пературный эффект гетерогенизации нивелирует эти положительные перепады (табл. 2).

Гидротермальный раствор представляет собою сложную систему, рассчитать которую по предложенным формулам в настоящее время затруднительно. Однако некоторые определяющие черты следует отметить уже сейчас.

Твердая фаза, растворенная в гидротермах, повышает критическую температуру раствора, порой до значений, находящихся вне области постмагматического минералообразования. В то же время растворен-

Таблица 2

Поправки на изменение температуры в случае гетерогенизации воды

Исходная t, °С	Исходное P, *атм*	V_2/V_1	Δt	Исходная t, °С	Исходное P, *атм*	V_2/V_1	Δt
350	1000	1,5	— 3	300	1000	1,5	— 4
		2,0	—10			2,0	—12
		3,0	—16			3,0	—19
		4,0	—18			4,0	—23
		5,0	—18			5,0	—24
350	500	1,5	— 7	100	1000	1,5	— 1
		2,0	—14			2,0	— 1
		3,0	—22			3,0	— 2
		4,0	—25			4,0	— 3
		5,0	—26			5,0	— 3
350	200	1,5	— 9				
		2,0	—10				
		3,0	—10				
		4,0	—12				
		5,0	—13				

ная газовая фаза снижает критическую температуру воды. Такой раствор должен гетерогенизироваться при малейших адиабатических приращениях объема. Если учесть взаимодействие с вмещающими породами, он при любых значениях параметров стремится к линии двухфазного равновесия: одна из фаз — водный раствор солей, другая — смесь газов и паров воды. Приходится признать, что постмагматический раствор в условиях постоянных внутриминерализационных тектонических подвижек, столь обычных при формировании редкометальных месторождений (Щерба, 1960; Барабанов, 1961, и др.), является гетерогенной газово-жидкой системой, стремящейся к гомогенному состоянию лишь в отсутствие таковых. В этом случае перепады давления при приращениях объема полости будут, как и у чистой воды, весьма значительны и тем больше, чем выше исходное значение давления и ниже начальная температура. Возможно, этим объясняется тот факт, что минералогические признаки, говорящие о резком пересыщении раствора твердой и газовой фазой и большой скорости роста кристаллов, обусловленного перепадом давления (такие, как расщепленные и мозаичные формы, колломорфноподобные агрегаты, халцедоновидные и роговиковые структуры кварца, серии мельчайших газово-жидких включений и пр.), наиболее характерны для минералов мезотермальных месторождений и средне-низкотемпературных стадий гипотермальных.

Жидкая фаза в гетерогенной гидротермальной системе, очевидно, играет решающую роль в переносе рудообразующих компонентов, в осуществлении метасоматических реакций. Газовая фаза служит регулятором pH системы в периоды гетерогенизации и последующей гомогенизации раствора (Булдаков, 1967).

Таким образом, следствия из приведенных выше исследований открывают новый подход к решению вопроса об агрегатном состоянии гидротерм, дискуссия по которому не остывает до самого последнего времени (Долгов, 1968; Лазько и др., 1968), а также к разработке механизма изменения режима кислотности их, отличающегося от широко известных моделей (Коржинский, 1957, 1967).

ЛИТЕРАТУРА

Барабанов В. Ф. 1958. К вопросу о роли давления при процессах формирования кварц-вольфрамитовых жил Восточного Забайкалья. ДАН СССР, т. 120, № 2.

Барабанов В. Ф. 1961. Минералогия вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. Изд. ЛГУ.

Булдаков И. В. 1964. О происхождении полосчатых кварц-гюбнеритовых жил месторождения Западное в Центральном Казахстане. В сб.: «Минералогия и геохимия», вып. 1. Изд. ЛГУ.

Булдаков И. В. 1967. Механизм изменения режима кислотности постмагматических растворов на месторождении Западное (Центральный Казахстан). В сб.: «Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений». Изд. ЛГУ.

Вукалович М. П. 1958. Термодинамические свойства воды и водяного пара. Москва — Берлин, Машгиз — ФЭБ «Техник».

Долгов Ю. А. 1963. Термодинамические особенности генезиса камерных пегматитов. Мат-лы по генетической и эксперимент. минералогии, т. I. Изд. Сиб. отд. АН СССР.

Долгов Ю. А. 1968. О пневматолитовом минералообразовании и пневматолитовых месторождениях. В сб.: «Минералогическая термометрия и барометрия», т. I. М., изд. «Недра».

Коржинский Д. С. 1957. Режим кислотности постмагматических растворов. Изд. АН СССР, сер. геол., № 12.

Коржинский Д. С. 1967. Режим кислотности — щелочноземельности трансмагматических растворов. В сб.: «Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования». Л., изд. «Наука».

Лазько Е. М., Ю. В. Ляхов, А. В. Пизнюр. 1968. Газовые растворы и их роль в эндогенном минералообразовании. В сб.: «Минералогическая термометрия и барометрия», т. I. М., изд. «Недра».

Мелвин-Хьюз Э. Н. 1962. Физическая химия. Книга II. М., ИЛ.

СТРОЕНИЕ, СОСТАВ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОРУДЕНЕНИЯ В ОСНОВНЫХ ГРЕЙЗЕНОВЫХ ТЕЛАХ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АКЧАТАУ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

В. Г. Боголепов, О. С. Маринкин, А. С. Куликовский, М. В. Шурунов, Н. Я. Гуляева

Казахский научно-исследовательский институт минерального сырья

Изучением месторождения занимался большой коллектив геологов. Из них необходимо отметить работы Г. В. Пинуса, Г. В. Крылова, Ю. П. Иванова, М. А. Романовой, В. Д. Гуковой, Г. Н. Щербы, Н. Н. Смольяниновой, В. Е. Бочарова и др. Наша группа изучает месторождение в течение шести последних лет. За это время нами произведено детальное структурно-минералогическое картирование (в масштабе 1 : 500 и 1 : 1000) всех основных грейзеновых тел, выходящих на поверхность, задокументировано большое количество подземных горных выработок и керна более 400 скважин колонкового бурения. Эти материалы и легли в основу настоящего сообщения. Конечно учитывались и более ранние работы перечисленных исследователей.

Месторождение приурочено к небольшому выходу (4×5 *км*) крупного гранитного массива пермского возраста, сложенного крупно-, средне- и мелкозернистыми лейкократовыми гранитами. Часть грейзеновых тел находится в средне-верхнекарбоновом массиве адамеллитов, под которым на глубине около 400 *м* подсечены лейкократовые граниты отмеченного выше массива (рис. 1). Образование грейзенов месторождения происходило в пологозалегающей области экзо- и эндоконтакта гранитного массива, с вертикальной амплитудой порядка 1 *км*. Основные грейзеновые тела находятся в эндоконтактовых частях массивов гранитов и адамеллитов. Все тела крутопадающие, имеют преимущественно субмеридиональное простирание, длиной до 2 *км*, мощностью до 20 *м*.

В пределах рудного поля выделяются две субмеридиональные области интенсивного развития грейзеновых тел. Восточная из них — наиболее крупная — ограничивается жилами 170 и 34, а западная — жилами 144—167. Внутри каждой области отдельные тела по мощности не одинаковы. Выделяется два субширотных пояса наиболее мощных их частей, приуроченных к неровностям в конфигурации кровли интрузии — валам и уступам. Северный пояс проходит вдоль северного контакта гранитов; на его продолжении в восточном направлении расположен участок Булгак. Центральный пояс проходит вдоль южного уступообразного контакта гранитного массива, захватывает массив адамеллитов и продолжается на восток — участки Аксай, Карашин. Предполагается, что южнее центрального пояса будет обнаружен еще один субширотный пояс. В пределах поясов различаются отдельные грейзеновые зоны, представленные несколькими тесно связанными между собой телами (например, жилы 310—14—15—138—112—121; 147—146—7; 6—170—171—172 и др.). Эти зоны между собой примерно параллельны и ритмично расположены — расстояния между ними около 500 *м*. Как уже было сказано, грейзеновые тела крутопадающие. При этом все тела западной области падают на запад, а в восточной картина сложнее. Грейзеновая зона 146—147, находящаяся в центре области, падает вертикально, а зоны, находящиеся восточнее и западнее, падают соответственно на восток и запад.

Строение грейзеновых зон сложное. Основной формой соотношения отдельных тел в пределах зоны, проявляющейся на разных уровнях, является х-образная. Отчетливо видно ветвление в северном направлении и менее четко — в южном. В местах сочленения тел образуются раздувы, вертикальный размах метасоматических изменений в которых гораздо больше, чем в среднем для зоны. В свою очередь отдельные грейзеновые тела также построены сложно. Они состоят из отдельных параллельных кулис, соединяющихся между собой косыми апофизами. Внутри кулис и апофиз в верхней части грейзеновых тел присутствует несколько мощных кварцевых жил и серия маломощных прожилков. С глубиной их количество постепенно уменьшается, вплоть до полного исчезновения при сохранении общей мощности грейзеновых тел. В вертикальном разрезе грейзеновые тела, если смотреть снизу вверх, так же как и в плане, ветвятся. Характерным моментом является наличие компактных, так называемых „стержневых" частей тел, от которых отходит большее или меньшее количество апофиз.

Таким образом, все грейзеновые тела месторождения приурочиваются к различным системам тектонических трещин. Кроме трещин с грейзенами в массивах гранитов и адамеллитов имеется большое количество пустых трещин. Всего, по данным Г. В. Пинуса, Ю. П. Иванова, Г. Н. Щербы и В. Е. Бочарова, выделяется 4 системы трещин. Три из них: меридиональная, широтная и северо-западная — сколового характера, а четвертая — северо-восточная — отрыва. Эти системы трещин

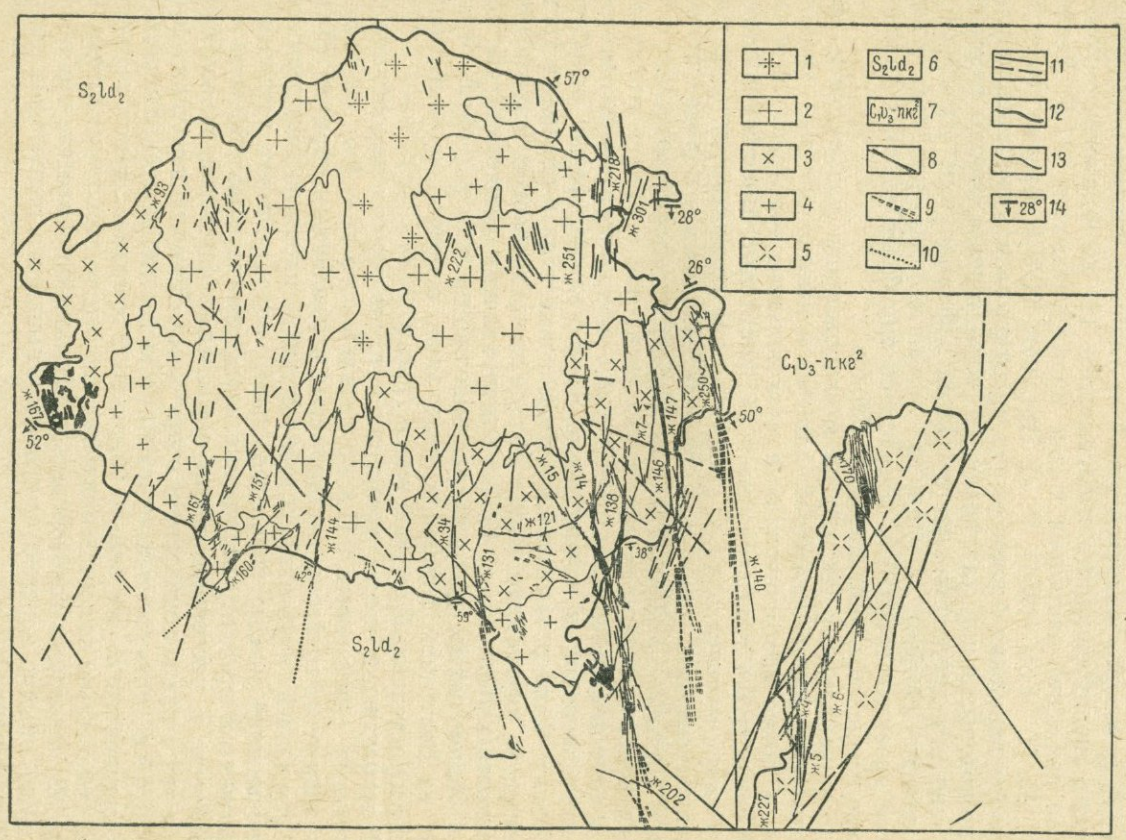


Рис. 1. Карта расположения грейзеновых тел (составил О. С. Маринкин по материалам В. Е. Бочарова, В. И. Серых, А. П. Новичковой, А. К. Юдиной, Н. П. Бочкарева, Г. В. Крылова, П. И. Упорова, Ю. П. Иванова, М. И. Муравьевой, Г. А. Филенко, Г. Н. Щербы, М. Г. Георгиевской, В. Г. Боголепова, А. С. Куликовского, М. В. Шурунова, О. С. Маринкина).

1 — порфировидные граниты I фазы (P); *2* — крупнозернистые граниты I фазы (P); *3* — среднезернистые граниты II фазы (P); *4* — мелкозернистые граниты III фазы (P); *5* — адамеллиты (C_{2-3}); *6* — песчаники, алевролиты и сланцы (лудлоу); *7* — туфы кварцевых порфиров, андезитовые порфириты и их туфы (каркаралинская свита); *8* — грейзеновые тела, выходящие на дневную поверхность; *9* — слепые грейзеновые тела (в проекции на контакт гранитов с вмещающими породами); *10* — предполагаемые грейзеновые тела; *11* — тектонические нарушения; *12* — линия контакта интрузий с вмещающими породами; *13* — линии контактов интрузивных фаз; *14* — элементы залегания.

были заложены во время становления гранитного массива и частично после. Наблюдения над возрастными взаимоотношениями различно ориентированных грейзеновых тел позволяют утверждать, что все они формировались более или менее одновременно, так как они не пересекаются, а сочленяются. Никаких существенных подвижек тектонических блоков при грейзенообразовании не происходило. Следовательно, гидротермальные растворы во все системы трещин проникали одновременно, а это значит, что план деформаций в момент грейзенообразования существенно изменился, так как доступными для поступления растворов сразу стали трещины различного направления, происхождения и возраста. В связи с этим возникают две гипотезы механизма поступления растворов в трещины. Согласно одной из них предполагается активное движение растворов, т. е. такое движение, когда гидротермальный раствор, благодаря избыточному внутреннему давлению, сам находил себе дорогу, приоткрывая трещины различного направления. Как показано нами ранее (Боголепов, Нарсеев, 1968), отмеченный механизм движения растворов является одной из главных причин возникновения процессов околотрещинного метасоматоза. На возможность такого механизма движения растворов в свое время указывали О. Д. Левицкий (1964), И. И. Бок (1954), Г. Л. Поспелов (1963). Вторая гипотеза: в результате движения блоков пород приоткрывались системы микротрещин, по которым и циркулировали растворы, причем породы рамы отзывались на эти движения пластическими деформациями (грейзены развиты гораздо слабее), а граниты, лежащие ниже пологозалегающей области развития грейзенов, находились при более высоких давлениях, которые компенсировали движение блоков.

По минеральному составу на месторождении различаются кварц-мусковитовые, кварц-топазовые, плотные и высокопористые кварцевые фации, а также мономинеральные мусковитовые, топазовые, флюоритовые и очень редко турмалиновые и калишпатовые. Внешней фацией является кварц-мусковитовая. С гранитами она контактирует через фацию грейзенизированных гранитов. Если тела находятся в породах более основного состава — адамеллитах, то вместо грейзенизированных разностей на контакте кварц-мусковитовых грейзенов с адамеллитами выделяются еще две дополнительные фации — кварц-хлорит-мусковитовая и калишпатизированных адамеллитов. Все остальные фации относятся к внутренним. Если рассматривать грейзеновые тела в объеме, в трех измерениях, то внутренние фации обладают трехпоясовой асимметричной зональностью (Боголепов, 1967). В направлении движения растворов, т. е. в общем случае снизу вверх, выделяются, как и у Ф. В. Чухрова (1960) на Восточном Коунраде, подрудный, основной, рудный, надрудный и второстепенный рудный пояса (рис. 2).

Подрудный пояс представлен темно-серыми высокопористыми кварцевыми грейзенами. Надрудный пояс — это светло-серые кварц-топазовые грейзены с равномерно вкрапленным пиритом. Основной рудный пояс представляет собой плотный кварцевый грейзен, возникший за счет кварц-топазового, топаз и пирит которого были выщелочены в процессе отложения вольфрамита и молибденита в массе грейзена; в настоящее время оруденелые части тел имеют кварцевый состав с кварц-топазовыми оторочками. Второстепенный рудный пояс приурочен к оперяющим относительно маломощным телам кварцевого и мусковито-кварцевого состава, в центре которых часто отмечаются полосы мономинерального мусковита и изредка калишпата. В некоторых грейзеновых зонах устанавливается, что оба рудных пояса обычно неравнозначны — промышленно интересным является какой-либо один.

Подобная зональность отмечается практически везде, но рудный пояс в каждом грейзеновом теле, даже в пределах одной грейзеновой зоны, располагается на разных глубинах от экранирующего контакта гранитов с породами кровли. Эта разница может достигать 50—100 *м*. Несмотря на это наблюдается общность в преимущественном развитии той или иной грейзеновой фации в пределах тел в определенных частях месторождения. В частности, подрудные высокопористые кварцевые грейзены ближе всего к породам кровли подходят в южной части месторождения (район ж. 310), рудные кварцевые грейзены обнажаются в

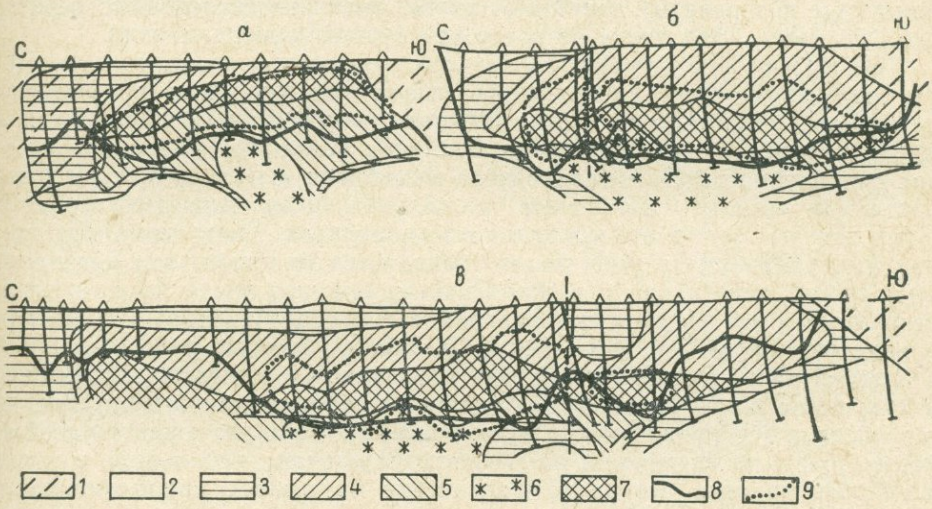


Рис. 2. Схемы распределения грейзеновых фаций жил, расположенных в адамеллитах.

а — жила 227; *б* — жила 170 (западная ветвь); *в* — жила 170 (восточная ветвь); *1* — роговики; *2* — адамеллиты; *3* — кварц-мусковитовый грейзен; *4* — кварц-топазовый грейзен; *5* — кварцевый грейзен; *6* — кварцевый грейзен пористый; *7* — область перехода кварцевого грейзена в кварц-топазовый; *8* — граница фактического подсечения грейзеновых тел; *9* — контур балансовых руд.

южном эндоконтакте интрузии гранитов * и в южной половине массива адамеллитов, надрудные кварц-топазовые грейзены приурочены к южной и средней частям массива гранитов и северной половине массива адамеллитов, а грейзеновые тела второстепенного рудного пояса находятся в северном эндоконтакте гранитного массива. Такая закономерность свидетельствует об общности очага для всех грейзеновых тел месторождения.

Руды в каждом грейзеновом теле концентрируются в виде отчетливой пологозалегающей ленты, которая приурочивается к области перехода плотных кварцевых грейзенов в расположенные выше кварц-топазовые. По составу они вольфрам-молибденовые; основным вольфрамовым минералом является вольфрамит, в некоторых случаях по нему развивается шеелит. Количество последнего по данным фазового анализа проб (19 определений) колеблется в пределах 6,2—31,2%, в среднем 23,4%. Вертикальная зональность оруденения заключается в преобладании молибденита в нижней части рудных лент.

Останавливаясь детальнее на характеристике подрудных, рудных и надрудных частей грейзеновых тел, необходимо отметить следующее.

Подрудный пояс представлен высокопористыми (до 20—25%) кварцевыми грейзенами, переходящими в неизмененные граниты через

* В большинстве грейзеновых тел месторождения, находящихся в гранитах, основной рудный пояс на поверхность не выходит.

незначительные по мощности оторочки кварц-мусковитовых грейзенов и грейзенизированных гранитов. В адамеллитах пористость грейзенов выражена слабее, часто присутствуют и плотные подрудные кварцевые грейзены. Пористость здесь образуется путем выщелачивания из исходных пород зерен полевых шпатов и темноцветных минералов при сохранении на месте кварца (Боголепов, 1965, 1967). Кроме кварца и мусковита никакой другой гидротермальной минерализации не обнаруживается. В верхних частях подрудного пояса появляются очень редкая и мелкая вкрапленность молибденита и изредка висмутина, а также маломощные ноздреватые кварцевые жилы, имеющие постепенные переходы в грейзены. Эти жилы не содержат рудной минерализации.

Основной рудный пояс. Высокопористые кварцевые грейзены подрудного пояса по восстанию сменяются плотными кварцевыми грейзенами темно-серого, серого и белого цветов рудного пояса. Рудная минерализация в них представлена тонкой, более или менее равномерной вкрапленностью в массе грейзена молибденита, вольфрамита и флюорита или диккита. Кварцевые жилы здесь более мощные, особенно в грейзеновых телах, находящихся в адамеллитах. Характерно, что рудная минерализация в этих жилах появляется не сразу, она несколько смещена по восстанию: в нижних частях рудного пояса жилы обычно безрудные и вся рудная минерализация сосредоточивается в грейзенах в виде вкрапленности (0,1—5 *мм*). Наиболее богатые руды находятся в средней части рудного пояса, где оруденелыми являются и грейзены, и кварцевые жилы. Далее вверх удельный вес вкрапленного оруденения в грейзенах все время падает, руды все более тяготеют к центру грейзеновых тел, а по периферии их появляются сначала небольшие, а затем все более мощные оторочки практически безрудных кварц-топазовых грейзенов. Главная часть рудных минералов здесь сосредоточивается в жилах и прожилках. Еще выше вся промышленная руда приурочена к кварцевым жилам, находящимся в кварц-топазовых грейзенах. Контакты жил с грейзенами здесь уже резкие (Боголепов и др., 1966). Эти жилы, в которых появляются также топаз, пирит, флюорит и диккит, далеко вверх от верхней границы окончания плотных кварцевых грейзенов не уходят, указанное расстояние составляет максимум 40—50 *м*.

Надрудный пояс представлен светло-серыми и белыми пиритсодержащими кварц-топазовыми грейзенами, в нижней части которых еще присутствуют жилы с убогим оруденением. Средняя и верхняя части кварц-топазовых грейзенов обычно никаких жил не содержат, изредка встречаются только метасоматические зоны мономинерального топаза, флюорита, жильбертита, повышенной пиритизации и безрудные прожилки гребенчатого кварца.

Второстепенный рудный пояс. Далее вверх кварц-топазовые грейзены сменяются серией маломощных тел кварц-мусковитового и мусковито-кварцевого, с сопряженными зонами мономинерального мусковита, состава. В некоторых местах они вновь включают в себя кварцевые и иного состава жилы и прожилки с вольфрамитом и другими рудными минералами. Довольно часто отдельные из этих жил, но с маломощными оторочками кварц-серицитовых грейзенов, переходят и в породы кровли.

Общая вертикальная амплитуда развития рудоносных грейзеновых тел находится в пределах 300—400 *м* от контакта гранитоидов с породами кровли. При этом нижнего выклинивания их нигде подсечено не было. В лучшем случае пересекались верхние части подрудного пояса (рис. 2). Основной рудный пояс имеет вертикальную амплитуду 100—150 *м*, надрудный — около 100 *м* и второстепенный рудный — примерно 30 *м*.

Компактное расположение руд в пределах грейзеновых тел свидетельствует о близкоодновременном отложении рудных минералов, а наличие вертикальной зональности в распределении рудных минералов и приуроченности руд к области перехода кварц-топазовых грейзенов в кварцевые свидетельствует о том, что главной причиной отложения рудной минерализации является изменение химизма рудоносных растворов в процессе преобразования кварц-топазовых грейзенов (Каниболоцкий, 1940). Морфологическое разнообразие типов руд (жилы, прожилки, вкрапленность в массе грейзена) объясняется широко проявленными здесь процессами перекристаллизации и переотложения (Курбатов, 1946; Барабанов, 1965; Боголепов, 1965).

Процесс грейзенообразования на месторождении представляется в следующем виде. В самые начальные моменты образования грейзенов в направлении движения струй гидротерм по крутопадающим трещинам в апикальных частях массивов возникают две сопряженные зоны, нижняя из которых является областью растворения (высокопористые кварцевые грейзены), а верхняя — областью отложения (кварц-топазовые грейзены). По мере увеличения интенсивности процесса происходит перемещение зоны кварц-топазового состава: нижние части этого грейзена превращаются в плотные кварцевые грейзены, а вынесенный при этом алюминий наращивает зону кварц-топазового состава по восстанию за счет изменения гранитов. Одновременно с разложением топаза и пирита в массе грейзена возникают тонковкрапленные вольфрамит, молибденит, флюорит, диккит и жильбертит. Кварцевые и иные жилы присутствуют только в рудных поясах и являются в нижних частях полостями перекристаллизации, а в верхних — жилами выполнения.

Второй важной генетической особенностью является подтверждение мнения, на основании изучения изотопного состава аргона, извлеченного из включений в кварце (Боголепов, Найденов, Полывянный, 1970), о том, что в формировании гидротерм принимают участие также и подземные воды глубокой циркуляции. А это значит, что только те интрузии рудоносны, которые были образованы из магмы, внедрившейся в водообильные участки земной коры. Эти сведения являются очень важными для оконтуривания перспективных площадей, на которые в первую очередь необходимо обратить внимание при поисках новых редкометальных месторождений как в Центральном Казахстане, так, по-видимому, и в других местах развития редкометальной минерализации.

В заключение необходимо подчеркнуть, что только комплексное структурно-минералогическое изучение грейзеновых тел в объеме, в трех измерениях, позволило установить закономерности пространственного размещения руд в пределах отдельных тел в зависимости от минерального состава грейзенов и, значит, оценивать полноту разведки каждого грейзенового тела и давать конкретные рекомендации для их доразведки.

ЛИТЕРАТУРА

Барабанов В. Ф. 1965. О сущности процесса околожильной грейзенизации и механизме формирования метасоматически-конкреционных жил грейзенового типа. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, ч. 94, вып. 3.

Боголепов В. Г. 1965. Два периода метасоматического минералообразования. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, ч. 94, вып. 2.

Боголепов В. Г., В. Е. Бочаров, М. В. Шурунов, А. С. Куликовский, О. С. Маринкин. 1966. Происхождение кварцевых жил на грейзеновых месторождениях Центрального Казахстана. В сб.: «Материалы ко II конференции по околорудному метасоматозу». Л.

Боголепов В. Г. 1967. Роль текстурно-структурного фактора при установлении баланса вещества метасоматического минералообразования. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, ч. 96, вып. 1.

Боголепов В. Г., В. А. Нарсеев. 1968. О причинах появления метасоматических процессов при эндогенном рудообразовании. В сб.: «Материалы к сессии, посвященной 150-летнему юбилею ВМО». Алма-Ата.
Боголепов В. Г., Б. М. Найденов, Э. Я. Полывянный. 1970. Изотопный состав аргона в газово-жидких включениях кварца месторождения Акчатау и его генетическое значение. Вестник АН Каз.ССР, вып. 12.
Бок И. И. 1954. Об основах классификации дистилляционных (пневматолито-гидротермальных) месторождений. В сб.: «Геология, горное дело, металлургия», № 9.
Каниболоцкий П. М. 1940. Об основных причинах рудоотложения в гидротермах. В «Сб. работ геологического факультета и научно-исследовательского института геологии Днепропетровского гос. университета», вып. 1.
Курбатов С. М. 1946. Роль водных растворов в образовании пегматитов и контактовых месторождений. Тр. юбил. сессии ЛГУ, сер. геолого-почвенных наук.
Поспелов Г. Л. 1963. Геологические предпосылки к физике рудоконтролирующих флюидопроводников. «Геология и геофизика», № 3.
Чухров Ф. В. 1960. Минералогия и зональность Восточного Коунрада. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 50.
Левицкий О. Д. 1964. Геология рудных месторождений Забайкалья. М., изд. «Наука».

НЕОБЫЧНЫЙ ТИП ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Л. С. Галецкий

Трест «Киевгеология» Министерства геологии УССР

До недавнего времени Украинский щит считался малоперспективным в отношении редкометального оруденения. Однако в последние годы в пределах щита выявлен ряд промышленных месторождений редких металлов, а также установлены рудопроявления вольфрама.

В Кременчугском горнорудном районе изучается рудопроявление вольфрама, молибдена, висмута, олова, связанное с зонами метасоматического изменения гранитов и метабазитов.

В районе Криворожского бассейна обнаружено вольфрам-молибденовое оруденение, совпадающее с полем развития верхнепротерозойских гранитов днепровско-токовского комплекса.

Широкое распространение вольфрамовые проявления имеют в Приднепровье среди метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород. Выделяется вольфрамоносная зона грейзенизации, приуроченная к контакту метаморфизированных осадочно-вулканогенных пород и верхнепротерозойских мокромосковских гранитов.

В юго-западной части щита вольфрам установлен в скарновых образованиях.

Особый интерес представляет вольфрамовое оруденение в северо-западной части щита, сопровождающее разнообразную редкометальную и полиметаллическую минерализацию.

Редкометальные проявления, относящиеся к высокотемпературным пневматолито-гидротермальным метасоматическим образованиям, встречены в районе в необычной для этого типа минерализации обстановке: в платформенных условиях и в связи с докембрийскими породами.

Редкометальное рудное поле располагается в центральной части Сущано-Пержанской тектонической зоны. Эта зона занимает характерное и особенное структурное положение: она размещается на северо-западной окраине щита, простираясь субпараллельно линии его погружения. Представлена довольно протяженной (~200 *км*) линейной зоной смятия, захватывающей породы кировоградско-житомирского, осницкого и коростеньского докембрийских комплексов. По своим масштабам и

характеру тектонических и метаморфических процессов зона может быть классифицирована как сквозной глубинный разлом.

В районе предполагается существование потенциально рудоносного скрытого глубинного разлома поперечного субмеридионального направления. Сопряжение этого разлома со структурами северо-восточного и субширотного направления и обусловило преимущественное развитие на этих участках интрузивных, метаморфических и рудообразующих процессов с возникновением здесь рудных полей.

В структурно-генетическом отношении Сущано-Пержанская зона и сопряженные тектонические нарушения рассматриваются как глыбовые зоны активизации платформенных образований. Именно явления реактивизации данного участка щита и определили специфические особенности его металлогении, сближающие этот район с геосинклинальными областями.

Максимальная активизация щита происходит в верхнем протерозое (1000—1500 млн. лет). Этот этап развития щита характеризуется интенсивными тектоническими движениями глыбово-блокового характера, создавшими геотектонический режим, свойственный более молодым складчатым структурам. Этим объясняется максимальная продуктивность образований данного периода и необычность его металлогении, в частности возникновение пневматолито-гидротермальной редкометальной минерализации в докембрии.

Наиболее характерные образования этого этапа располагаются в центральной части Сущано-Пержанской зоны. Они выделяются нами в пержанский комплекс пород, который может быть отнесен к гранитоидно-щелочной формации группы формаций глыбовых зон. Пержанский комплекс пород включает субщелочные существенно калиевые граниты, амфиболовые, биотитовые и эгириновые сиениты и связанные с этими породами сложные авто- и метасоматические образования. Ведущую роль в формировании пород пержанского комплекса играли процессы ультраметаморфического характера (палингенез, реоморфизм, анатексис) с возникновением автохтонных магматических образований на месте вмещающих пород.

Характерной особенностью района является широкое развитие метасоматических процессов. Выделяется два основных этапа развития метасоматоза: I этап — региональные процессы автометасоматического характера (позднемагматические и послемагматические процессы ранней щелочной и кислотной стадий); II этап — локальные метасоматические процессы инфильтрационного характера (таблица).

К продуктам первого этапа метасоматоза относятся доминантные метасоматические образования района — пержанские граниты, состоящие из калишпат-пертита, альбита, кварца, сидерофиллита и заключающие разнообразную рассеянную акцессорную редкометальную минерализацию (колумбит, касситерит, вольфрамит, циркон). Они имеют широкое площадное развитие, значительное распространение на глубину (прослежены без тенденции к изменению на 650 *м* от поверхности). Эти породы близки к типу альбитизированных и грейзенированных гранитов — апогранитов (Беус, Северов и др., 1962). К продуктам II этапа метасоматоза относятся разнообразные редкометальные метасоматиты, среди которых основными рудоносными разностями являются щелочные метасоматиты альбит-калишпатового, слюдисто-полевошпатового и кварц-сидерофиллитового составов.

Эволюция постмагматической деятельности в районе в общем закономерна и согласуется с известными схемами Д. С. Коржинского (1955), А. А. Беуса, Э. А. Северова и др. (1962), В. А. Жарикова (1966). Вместе с тем имеют место и некоторые отличительные особенности раз-

Схема развития метасоматических процессов Сущано-Пержанской зоны

Стадии	Характер процесса	Основной тип образований	Характерные породообразующие минералы	Основные рудные и акцессорные (*) минералы
1	2	3	4	5
	I этап — региональные автометасоматические процессы (позднемагматические и послемагматические процессы ранней щелочной и кислотной стадий)			
I	Высокотемпературный ранний калиевый метасоматоз	Пержанские граниты (апограниты)	Калишпат-пертит	Циркон
II	Альбитизация		Альбит	Касситерит
III	Кислотное выщелачивание — высокотемпературное окварцевание и грейзенизация		Кварц, сидерофиллит, мусковит	Колумбит Вольфрамит Циркон Торит * Фенакит * Флюорит
	II этап — локальные метасоматические процессы Поздний щелочной метасоматоз			
I	Калишпатизаця	Альбит-калишпатовые метасоматиты	Калишпат-пертит	
II	Альбитизация		Альбит, кварц	Касситерит, вольфрамит, гентгельвин *
III	Грейзенизация	Сидерофиллитовые грейзены	Сидерофиллит, калишпат-пертит, кварц	Вольфрамит, шеелит, магнетит, гентгельвин*, виллемит*, циртолит*
		Кварц-мусковитовые грейзены	Кварц, мусковит	Фенакит*, топаз
IV	Послегрейзеновый метасоматоз (зоны сопряженного отложения вещества)	Альбититы Микроклиниты	Альбит, криптопертит Микроклин, амазонит	Касситерит, вольфрамит, гентгельвин*, флюорит
V	Собственно гидротермальная стадия, жильное окварцевание	Кварцевые прожилки и жилы	Кварц, биотит, микроклин, амазонит	Вольфрамит, сфалерит, галенит, флюорит
	карбонатизация	Карбонатные прожилки и стяжения	Сидерит, анкерит, кальцит	Бастнезит*
	хлоритизация, каолинизация, ожелезнение	Зоны изменения пород	Хлорит, каолинит, гидрослюды, окислы железа	Пирит

вития метасоматоза. Наиболее существенной особенностью является проявление двух этапов позднего щелочного метасоматоза: первого — после высокотемпературной региональной экстенсивной грейзенизации, второго — после локальной наиболее интенсивной грейзенизаций в пределах узких зон тектонических нарушений. Развитие рудообразующих процессов тесно связано и обусловлено эволюцией метасоматоза.

На стадии ранней региональной калишпатизации не происходит выделения редкометальных минералов, однако она сопровождается мобилизацией редкометальных компонентов из замещаемых минералов (плагиоклазов, биотита, амфиболов). В стадию ранней площадной

альбитизации и окварцевания происходит выделение акцессорных тантало-ниобатов, касситерита, циркона, фенакита, вольфрамита. Возникают обширные минерализованные зоны с равномерной рассеянной вкрапленностью этих минералов — апограниты с вольфрамитом, касситеритом, цирконом. На последующей стадии площадной гранитизации происходит выщелачивание из апогранитов редкометальных компонентов и петрогенных элементов (калия).

Дальнейшее развитие рудообразующих процессов имеет локальный характер и отличается максимальной концентрацией вещества. На стадии позднего щелочного метасоматоза, на грани альбитизации и окварцевания, происходит выделение в альбит-калишпатовых метасоматитах отдельных зерен касситерита, колумбита, вольфрамита, магнетита, гентгельвина, циркона, фенакита.

Последующая стадия локальной грейзенизации играет особую роль в рудообразующем процессе. На ранних ее этапах и в тыловых зонах грейзенизации происходит интенсивное выщелачивание, в том числе и рудоносных альбит-калишпатовых метасоматитов. Обогащенные рудными компонентами грейзенизирующие растворы, нейтрализуясь на передовом фронте грейзенизации, сбрасывают свою полезную нагрузку. Особенно значительное обогащение происходит в случае взаимодействия этих растворов в верхних горизонтах с ранее сформированными щелочными метасоматитами.

Резкое изменение здесь режима кислотности—щелочности создает наиболее благоприятные условия для локализации оруденения. При этом происходит вторичное обогащение щелочных метасоматитов редкометальными компонентами. Выделение редкометальных минералов осуществляется и в послегрейзеновых альбититах.

Кварцевая фация сидерофиллитовых грейзенов характеризуется выделением различных минералов: вольфрамита, шеелита, магнетита, тантало-ниобатов, виллемита, циртолита, молибденита, сфалерита, галенита, флюорита и др. В собственно гидротермальную стадию в жильных образованиях (кварцевые, кварц-амазонитовые жилы) происходит выпадение вольфрамита, гематита, молибденита, сфалерита и др.

Большой интерес представляет структурный контроль оруденения, имеющий свои особенности: продуктивность рудообразующих процессов определяется прежде всего интенсивностью и характером развития метасоматических процессов; рудоносные метасоматические образования приурочены в большинстве случаев к „скрытым" залеченным тектоническим нарушениям на фоне относительно спокойной тектонической обстановки; более проницаемые многочисленные тектонические зоны обычно нерудоносны.

Таким образом, рудные метасоматические образования не были приурочены к сквозным выдержанным тектоническим нарушениям, а контролируются более ограниченными относительно замкнутыми структурами, создающими относительно закрытые и автономные рудообразующие системы. В развитии рудоконтролирующих структур, видимо, играли ведущую роль следующие факторы: общий активный тектонический фон; анизотропность среды (наличие именно в пределах рудоносных площадей блоков пород мелкозернистой структуры); явления метасоматической усадки.

Признается гетерогенный характер источника поступления рудных и петрогенных компонентов. Наличие сквозного глубинного разлома обеспечивало поступление из нижних горизонтов земной коры как интрузивных продуктов (интрузии основных пород, кварцевые порфиры и др.), так и потока „сквозьмагматических" растворов, привносивших в верхние горизонты петрогенные элементы (прежде всего кремнезем,

алюминий, щелочи), летучие и рудные компоненты. Вместе с тем образование рудных концентраций редких элементов в районе вызвано в основном мобилизацией, перераспределением и локализацией в благоприятных условиях рудного вещества in situ, обусловленных ультраметаморфическими и метасоматическими процессами. При этом в собственно магматическую (ультраметаморфическую) стадию происходило закономерное, но ограниченное накопление редких элементов в более поздних магматических дифференциатах.

Эманационное отделение рудных компонентов из расплавов не приводило к значительной их концентрации и не могло вызвать образования рудных скоплений. Только постмагматические метасоматические процессы, обусловившие интенсивную дифференциацию вещества, привели к концентрации редких элементов в районе.

Перенос редкометальных компонентов осуществлялся, очевидно, в форме комплексных соединений. Перенос вольфрама происходил в щелочных условиях. Разрушение комплексных соединений вольфрама и выпадение вольфрамита связано с повышением кислотности среды (появление вольфрамита в щелочных метасоматитах и образование его в стадию альбитизации, на грани с окварцеванием).

Таким образом, вольфрамовая минерализация возникает как в I, так и во II этапы метасоматоза, образуя обширные минерализованные зоны в первом случае (апограниты) и более концентрированные рудопроявления (редкометальные метасоматиты и кварцевые жилы) — во втором.

Выделение вольфрамита происходит в три стадии метасоматического процесса: альбитизации (на грани с окварцеванием) — в щелочных альбит-калишпатовых метасоматитах; грейзенизации (кварцевая фация) — в кварц-сидерофиллитовых грейзенах; собственно гидротермальной стадии — в кварцевых жилах. Здесь вольфрамит образует максимальные концентрации.

Содержание вольфрама в редкометальных метасоматитах составляет 0,01—0,3%. В протолочных пробах вольфрамит устанавливается в количестве до 4,0 *кг/м*^{3}. Выявлены и россыпные проявления вольфрамита с содержанием его от знаков до 0,4—4,7 *кг/м*^{3}. Шеелит распространен гораздо реже и в незначительных количествах. Вольфрамит образует слегка удлиненные зерна черного цвета с металлическим блеском, магнитный, похож на колумбит. Размер зерен от 0,1 до 5 *мм*. Шеелит представлен бесцветными зернами неправильной формы с жирным блеском, хрупкий.

Вольфрамовое оруденение, как и другие типы редкометального оруденения Украинского щита, занимает характерное положение: большинство рудопроявлений располагается в пределах наложенных зон тектонических нарушений и в связи с более поздними верхнепротерозойскими гранитами, обычно лейкократовыми, обогащенными щелочами (калием) и летучими (F, Li) компонентами. Появление рудных концентраций обусловлено метасоматическими процесами, характерной особенностью является появление щелочных метасоматитов.

Имеющиеся данные позволяют нам связывать редкометальное, в том числе и вольфрамовое, оруденение щита с наложенными зонами его активизации, формировавшимися в верхнем протерозое. Ведущую роль в рудообразовании играют метасоматические процессы, особое значение имеет образование щелочных метасоматитов как главного рудоконтролирующего фактора, а также поискового признака. Есть основания для выделения специфической редкометальной формации — редкометальных щелочных метасоматитов, имеющей наибольшее значение для платформенных и позднеорогенных образований. Само появление ще-

лочных метасоматитов указывает на предшествующее развитие кислотного выщелачивания, сопровождающегося обычно мобилизацией рассеянных редкометальных компонентов. Щелочная же обстановка среды минералообразования обеспечивает наиболее благоприятные условия для рудоотложения.

Следует вовлекать в круг поисковых интересов на цветные и редкие металлы, в том числе и вольфрам, новые перспективные районы: докембрийские платформенные образования, прежде всего в пределах наложенных зон их активизации; необходимо произвести ревизию всех известных проявлений щелочных метасоматитов как платформенных, так и орогенных областей.

ЛИТЕРАТУРА

Беус А. А., Э. А. Северов, А. А. Ситнин, К. Д. Субботин. 1962. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М., изд. АН СССР.

Жариков В. А. 1966. Некоторые закономерности метасоматических процессов. В сб.: «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании». М., изд. «Недра».

Коржинский Д. С. 1955. Очерк метасоматических процессов. В сб.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., изд. АН СССР.

О ВОЗМОЖНОЙ ФОРМЕ ПЕРЕНОСА ВОЛЬФРАМА И ОСНОВНЫХ ЭТАПАХ ФОРМИРОВАНИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В КАЗАХСТАНЕ

А. П. Гуляев, Л. А. Мирошниченко, П. М. Чумаченко

Институт геологических наук АН Каз.ССР

В последнее время все большее внимание уделяется своеобразным месторождениям, в которых пространственно совмещены скарны и грейзены, отвечающие двум этапам единого постмагматического процесса. Учитывая специфику формирования этих месторождений и их важное значение в отношении редкометального оруденения, некоторые исследователи предложили даже выделить их в особую формацию, дав ей различные названия: апокарбонатно-грейзеновую (Говоров, 1963), скарново-карбонатно-грейзеновую (Щерба, 1968) и скарново-грейзеновую (Соколов, Комаров, 1968). Несмотря на довольно широкое распространение этих месторождений геологическое строение и условия их формирования изучены еще недостаточно полно и в литературе освещены слабо.

Ниже рассматриваются некоторые вопросы генезиса вольфрам-оловянного месторождения в Казахстане, относящегося к данной формации.

Геология месторождения и основные этапы его формирования. Месторождение сложено кембрийскими осадочно-метаморфическими породами, представленными в основном сланцами, известняками и доломитами. Породы прорываются крупным дайкообразным телом мелкозернистых гранитов повышенной кремнекислотности и щелочности, являющимся, видимо, выступом апикальной части невскрытого интрузивного массива. С гранитами пространственно и парагенетически связано месторождение. Оно приурочено к тектонической зоне, представленной дву-

мя региональными разломами и рядом систем интенсивной трещиноватости между ними. Являясь более ранней по сравнению с мелкозернистыми гранитами, тектоническая зона благоприятствовала внедрению в эту ослабленную часть земной коры силикатного расплава и последующего формирования здесь редкометального месторождения.

Рудные тела представлены грейзенами, жилами выполнения и минерализованными зонами штокверкового типа. Они локализуются как в самих гранитах, так и в карбонатных породах. Вся основная вольфрамовая минерализация сосредоточена в жилах кварцевого, слюдяно-квар-

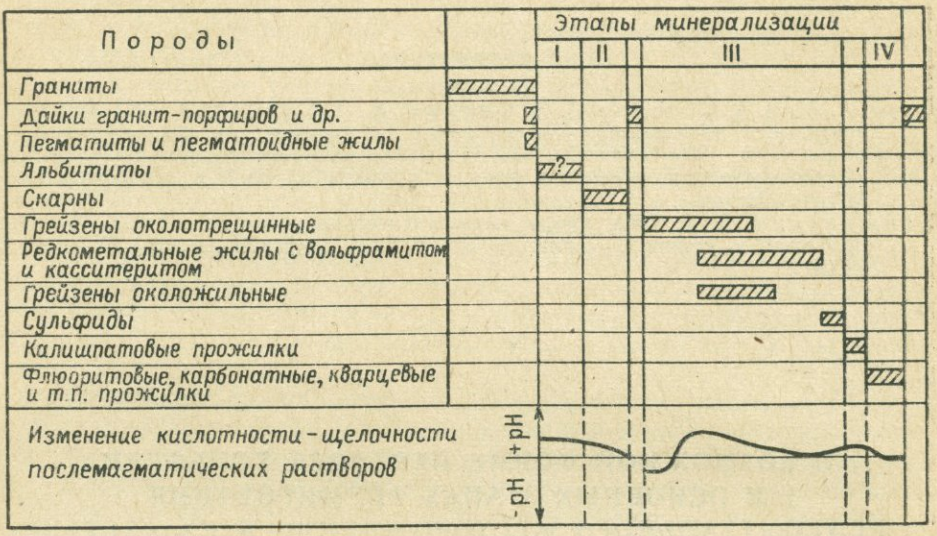


Рис. 1. Принципиальная схема формирования месторождения.
Этапы минерализации: *I* — альбитовый; *II* — скарновый; *III* — слюдяно-кварцевожильно-грейзеновый; *IV* — кварц-карбонатно-флюоритовый.

цевого, слюдяного и т. п. составов, содержащих вольфрамит и касситерит. В карбонатных породах они сопровождаются околожильными слюдяно-флюоритовыми грейзенами с хризобериллом. В жилах в заметных количествах присутствуют топаз и полевой шпат, в качестве примесей встречаются флюорит, турмалин, серицит, шеелит, пирит, станнин и другие минералы. Вольфрамит обычно образует удлиненные плоские кристаллы (размер от долей сантиметра до 20 *см*), находящиеся в ассоциации со слюдой, топазом, касситеритом, реже флюоритом.

Формирование месторождения происходило в ряд последовательно сменяющих друг друга этапов (рис. 1). Самыми ранними являются шлировые пегматиты и пегматоидные жилы, сформированные еще в позднемагматическую стадию.

Из числа послемагматических образований наиболее ранними являются, видимо, мелкие жильные тела альбититов, секущие и замещающие пегматиты. Их формирование условно связывается с процессом интенсивной площадной альбитизации, проявленной в гранитах.

Процесс скарнообразования характеризуется незначительной интенсивностью. Скарны слагают мелкие линзообразные и жильные тела в экзоконтакте гранитов, имеющие согласное и секущее положение относительно слоистости пород. Главными минералами скарнов являются гранат и везувиан, а примеси представлены диопсидом, эпидотом, амфиболом, кварцем, хлоритом и другими минералами. Формирование

скарнов происходило в высокотемпературных условиях, о чем свидетельствуют температуры декрепитации везувианов, равные 400—380° С.*

Наиболее важным в формировании месторождения является процесс грейзенизации, с которым связано образование всех основных рудных тел месторождения. Послескарновое проявление грейзенизации устанавливается как по непосредственному пересечению скарнов жильными грейзеновыми телами, так и по грейзенизации внутриминерализационных даек гранит-порфиров, секущих скарны.

В процессе грейзенизации в зависимости от исходных пород формируются разные по составу и строению типы грейзенов: в гранитах — топазо-слюдяно-кварцевые и топазо-слюдяные грейзены с касситеритом; в известняках — слюдяно-флюоритовые с хризобериллом и в доломитах — селлаито-флюоборито-слюдяно-флюоритовые с магнезитом, турмалином и другими минералами. Грейзеновые тела имеют зональное строение. В гранитах это выражается в закономерной смене грейзенизированного гранита топазо-слюдяно-кварцевым грейзеном, и далее к центру тела — топазо-слюдяным. Первыми на фронте замещения при образовании топазо-слюдяно-кварцевого грейзена исчезают полевые шпаты, что указывает на переход во вполне подвижное состояние натрия. Смена сильного основания (Na_2O) более слабым (SiO_2), согласно теории кислотно-основного взаимодействия (Коржинский, 1955), свидетельствует о кислотном характере растворов. По мере увеличения интенсивности метасоматоза идет образование топазо-слюдяных грейзенов. Полное исчезновение кварца в данном случае свидетельствует о переходе во вполне подвижное состояние кремнезема, а замена слабого основания (SiO_2) более сильным (K_2O) позволяет предполагать повышение щелочности растворов. Поскольку в процессе метасоматоза идет растворение кварца и вынос кремнезема, то о характере растворов можно судить по условиям растворимости кварца, установленным экспериментальным путем многими авторами. Известно, что кварц является амфотерным соединением. Изотерма его растворимости, по данным Шарлота (Charlot, 1957), в зависимости от pH в обычных условиях имеет форму U-образной кривой, левая ветвь которой располагается в области кислых, а правая — в области щелочных растворов. Но в кислой среде кварц растворим при очень низких значениях pH, которые трудно предположить для рудоносных растворов. В то же время работами Н. И. Хитарова (1944, 1953), В. П. Бутузова, Л. В. Брятова (1956) и многих других исследователей убедительно показана высокая растворимость кварца в щелочных растворах при повышенных температурах и давлениях, увеличивающаяся с повышением pH среды. Поэтому исчезновение кварца при формировании топазо-слюдяных грейзенов говорит о щелочном характере растворов.

Указанный режим кислотности — щелочности растворов подтверждается анализом миграции вещества в процессе грейзенизации гранитов, рассчитанной атомно-объемным методом (Казицын, Рудник, 1968).** При образовании топазо-слюдяно-кварцевого грейзена идет интенсивный вынос Na, OH^-, менее заметно K, Ca (рис. 2). Привносятся F, Cl, Al и другие компоненты. В процессе формирования топазо-слюдяного грейзена идет интенсивнейший вынос Si. Наряду с F и Al наблюдается резкий привнос сильных щелочей — K, Li, Rb, Cs, что в совокупности с привносом OH^- возможно только в щелочной или нейтральной среде. Но уже отмечалось, что кварц практически не растворим в ней-

* Все анализы по декрепитации выполнены в физико-химической лаборатории КазНИИМСа. Исполнитель — Н. С. Батуева.

** Химические анализы пород выполнены в секторе физико-химического анализа ИГН им. К. И. Сатпаева АН Каз.ССР. Исполнитель — Р. Л. Кенарская.

тральной среде, поэтому есть основания полагать, что растворы, давшие топазо-слюдяные грейзены, имели щелочную реакцию. Это является одной из особенностей процесса грейзенизации на месторождении в отличие от многих месторождений, где грейзенизирующие растворы имели кислый характер.

Вынесенный при грейзенизации кремнезем отлагается затем, видимо, в форме редкометальных кварцевых и слюдяно-кварцевых жил с вольфрамитом и касситеритом, широко развитых на месторождении. Переход от атомных количеств к весовым процентам при расчете миграции вещества показывает, что при образовании топазо-слюдяного грейзена мощностью 10 *см* и размером 100×100 *м* идет вынос 300 *т* кремния. Его отложение в форме кварца путем конкреционного выполнения трещинной полости может дать жилу мощностью 10 *см* и размером 50×50 *м*. Изучение взаимоотношений между редкометальными

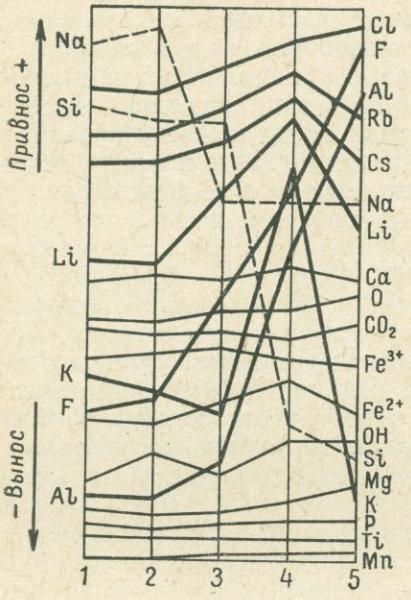


Рис. 2. Миграция элементов в процессе грейзенизации гранита.

1 — гранит автометасоматически измененный; *2* — гранит грейзенизированный; *3* — грейзен топазо-слюдяно-кварцевый; *4* — грейзен топазо-слюдяной; *5* — топазовая жила.

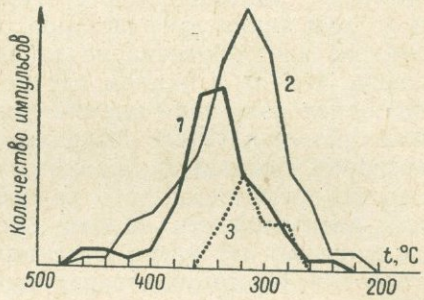


Рис. 3. Средние температуры декрепитации кварцев.

1 — грейзен околотрещинный (4 анализа); *2* — редкометальные жилы (8 анализов); *3* — грейзен околожильный (2 анализа).

жилами и грейзенами месторождения показывает, что наряду с расположением жил в центре грейзенового тела наблюдаются многочисленные случаи пересечения ими грейзеновых тел, асимметричного расположения их в одном из боков грейзенового тела, отсутствие грейзенов около жил в гранитах и т. д. Эти наблюдения доказывают, что редкометальные жилы есть несколько более поздние образования, чем описанные грейзены, и являются, видимо, продуктом отложения вынесенного при грейзенизации кремнезема. Геологические наблюдения подтверждаются результатами декрепитации. Установлено, что температуры декрепитации кварца из грейзенов, секущихся редкометальными жилами, несколько выше, чем температуры декрепитации кварца из этих жил (рис. 3, кривые *1, 2*). Видимо, после формирования конкретного грейзенового тела, секущегося жилой, прошел определенный промежуток времени, достаточный для некоторого снижения температуры растворов и смены их физико-химической характеристики, прежде чем произошло образование редкометальной жилы. Возникновение новых трещин в этот период благоприятствовало перемещению выщелоченного кремнезема в составе раствора, равновесного с топазо-слюдяным грейзеном, за пределы грейзенового тела с отложением его там в форме редкометальной жилы.

Большинство редкометальных жил не сопровождается приконтактовым изменением гранитов. Но около некоторых из них устанавливаются маломощные каемки слюдяно-кварцевых грейзенов, сингенетичных с самой жилой. Наличие на месторождении двух типов грейзенов (ранних — околотрещинных и поздних — околожильных) подтверждается термолюминесцентным анализом и декрепитацией кварца из грейзенов и жил. Кварц из околожильных грейзенов и редкометальных жил имеет одинаковые формы кривых *ТЛ* и интенсивность *ТЛ*, равную 25—70 ед., что говорит об единстве их образования, тогда как кварц из околотрещинных грейзенов имеет иную форму кривых *ТЛ* и интенсивность, в 5—8 раз большую. Температуры декрепитации кварцев (рис. 3) показывают, что околотрещинные грейзены формировались при относительно более высокой температуре, чем жилы и околожильные грейзены, температуры декрепитации которых равны.

Редкометальные жилы секутся мелкими калишпатовыми и самыми поздними многочисленными безрудными флюоритовыми, кварцевыми, карбонатными, флюорито-кальцитовыми и т. п. прожилками.

Формирование месторождения закончилось внедрением даек гранит-аплитов, в которых отсутствуют признаки их изменения и рудоносности.

О возможной форме переноса вольфрама на месторождении. Вопрос о форме и способах переноса рудного вещества магматогенными растворами является одним из основных в проблеме генезиса рудных месторождений. Известно, что любая гипотеза о формах переноса какого-либо рудного элемента должна исходить из учета физико-химической характеристики и состава раствора, а также устойчивости в этих условиях предполагаемых форм переноса. На исследуемом месторождении все сколько-нибудь значительные концентрации вольфрама обусловлены наличием вольфрамита, присутствующего в составе редкометальных жил в ассоциации с лепидолитом, топазом, флюоритом и касситеритом. Исходя из минерального состава жил и апокарбонатных околожильных грейзенов, из расчета и анализа миграции элементов в процессе грейзенизации гранитов, известняков и доломитов устанавливается, что минералообразующий раствор, давший жилы с вольфрамовым оруденением, был многокомпонентным. Главными элементами, привносимыми вместе с вольфрамом в процессе формирования месторождения, являлись Sn^{4+}, Be^{2+}, Al^{3+}, K^{1+}, Li^{1+}, F^{1-}, OH^{-}. Однако анализ минеральных ассоциаций и поведения этих элементов при минералообразовании приводит к выводу о независимой миграции в растворе Sn^{4+}, Be^{2+}, Al^{3+} по отношению к вольфраму и тесном родстве с ним только K^{1+} (Li^{1+}), F^{1-}, OH^{-}.

Как было показано выше, образование редкометальных жил с вольфрамитом является закономерным развитием процесса грейзенизации, в частности формирования топазо-слюдяных грейзенов, развитых по граниту. Очевидно, что перенос вольфрама осуществлялся растворами, которые дали топазо-слюдяные грейзены, а затем кварцевые и слюдяно-кварцевые жилы с вольфрамитом. Выше отмечалось, что эти растворы в процессе грейзенизации имели щелочной характер. Приведенные данные позволяют предполагать, что перенос вольфрама на месторождении осуществлялся совместно с K^{1+} (Li^{1+}), F^{1-} и OH^{-} в форме соединения, устойчивого в щелочной среде при повышенных температуре* и давлении.

---

* Об относительной температуре растворов можно судить по температурам декрепитации кварца. Для редкометальных жил и околожильных грейзенов они равны 350—320° С, для околотрещинных грейзенов 380—360° С.

Известно, что совмещение высокой концентрации фтора в растворах * с их щелочной реакцией возможно только в том случае, когда фтор закомплексирован в качестве адденда в комплексном соединении. Поэтому наиболее вероятной формой переноса вольфрама на месторождении являлись комплексные соединения.** Из числа известных комплексных соединений (Никитина, 1962; Онтоев, 1967, и др.), в форме которых возможен перенос вольфрама на месторождении, заслуживают внимания только оксифторовольфраматы калия — $K_2[WO_2 \cdot F_4]$; $K_2[WO_3 \cdot F_2]$; $K_3[WO_2 \cdot F_5]$ (Шерп, 1956; Иванова, Ходаковский, 1968, и др.). Это вытекает из того, что независимость миграции вольфрама от других элементов, о чем говорилось выше, не позволяет предполагать перенос вольфрама на месторождении в форме сложных гетерополисоединений (с Sn^{4+}, Be^{2+}, B^{3+} и др.). Кроме того, работами Гундлаха, Тормана (Gundlach, Thormann, 1960) и других исследователей показано, что эти соединения устойчивы только в кислой среде и не могли существовать в рассматриваемых условиях. Наряду с этим совместная миграция с вольфрамом K^{1+}, F^{1-}, входящих в состав оксифторовольфраматов калия, позволяет предполагать перенос вольфрама на месторождении именно в этой форме.

Возможность переноса вольфрама в виде оксифторовольфраматов калия отмечалась и ранее (Иванова, Ходаковский, 1968, и др.), а устойчивость этих соединений в высокотемпературных фторидных растворах экспериментально доказана О. В. Брызгалиным (1967) при исследовании систем WO_3—KF—H_2O и WO_3—KF—HF—H_2O при $T = 300$—$500°$ С и $P = 80$—600 *кГ/см*^{2}.

Однако А. Г. Бетехтиным (1955) показано, что концентрация свободного кислорода в восходящих магматогенных растворах увеличивается только по мере их приближения к поверхности. Из этого следует, что оксифторовольфраматы калия как возможная форма переноса вольфрама на месторождении могли существовать не на всем пути движения растворов, а только начиная с определенного момента, при достижении значительных величин Eh раствора, при которых становится возможной замена в комплексе фтор-адденда кислородом. Вместе с тем высокая концентрация в растворах ионов OH^- должна способствовать замене части фтора в комплексе на OH^-, с образованием гидроксилсодержащих фторидных комплексов вольфрама типа $K_2[W(OH)_n \cdot F_{8-n}]$, $K_2[W(O, OH)_n \cdot F_{8-n}]$.*** Данные соединения, видимо, являлись наиболее вероятной формой переноса вольфрама на месторождении, особенно на глубоких горизонтах. Они позволяют удовлетворительно объяснить геохимическое родство W^+, K^{1+}, F^{1-}, OH^- в щелочной среде, наблюдаемое на месторождении.

Подобного рода соединения установлены для многих элементов: олова — $[Sn(OH)_x \cdot F_{6-x}]^{2-}$ (Барабанов, 1968), бериллия — $M[BeF(OH)]$ (Новоселова, 1959), бора — $K_2[B_2O_3F_4(OH)]$ (Курильчикова, 1961) и т. д. Некоторые из них рассматриваются в качестве основных возможных форм миграции элементов (Барсуков, Курильчикова, 1966, и др.).

---

* О высокой концентрации фтора в минералообразующих растворах свидетельствует широкое развитие флюорита в составе апокарбонатных грейзенов месторождения.

** Другие соединения вольфрама (фториды, оксифториды, мономеры, полимеры), которые привлекаются исследователями как возможные формы переноса вольфрама, нами не рассматриваются, поскольку из работ В. Ф. Барабанова (1961), О. В. Брызгалина (1962, 1965, 1967), Д. О. Онтоева (1967), Г. Ф. Ивановой (1967), Г. Ф. Ивановой и И. Л. Ходаковского (1968) и других авторов совершенно очевидна их неустойчивость в рассматриваемых условиях.

*** При высокой концентрации лития в растворах следует ожидать замещения части калия в этих соединениях литием.

Экспериментальные или расчетные данные по устойчивости рассматриваемых гидроксилфторовольфраматов в различных физико-химических условиях, к сожалению, отсутствуют. Но по аналогии с близкими оксифторидными комплексами вольфрама можно предполагать их высокую устойчивость и растворимость при повышенных температурах и давлениях.

ЛИТЕРАТУРА

Барабанов В. Ф. 1961. Минералогия вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. Изд. ЛГУ.

Барабанов В. Ф. 1968. Международное совещание по генезису рудных месторождений в Сэнт Эндрюсе (Шотландия). Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, ч. 97, вып. 2.

Барсуков В. Л., Г. Е. Курильчикова. 1966. О формах переноса олова в гидротермальных растворах. «Геохимия», № 8.

Бетехтин А. Г. 1955. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В сб.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., изд. АН СССР.

Брызгалин О. В. 1965. Экспериментальные исследования в области генезиса эндогенных вольфрамовых месторождений. В кн.: «Геохимические исследования в области повышенных давлений и температур». М., изд. «Наука».

Брызгалин О. В. 1967. О влиянии состава растворов на форму переноса вольфрама в гидротермальных условиях. В сб.: «Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений». Изд. ЛГУ.

Бутузов В. П., Л. В. Брятов. 1956. Растворимость кварца в щелочных растворах. В сб.: «Тезисы докладов на V совещании по экспериментальной и технической минералогии и петрографии». М., изд. АН СССР.

Говоров И. Н. 1963. Значение геохимических исследований при изучении металлогении редких элементов. В кн.: «Геология и металлогения сов. сектора Тихоокеанского рудного пояса». М., изд. АН СССР.

Иванова Г. Ф. 1967. О поведении вольфрама в процессе грейзенизации. В сб.: «Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений». Изд. ЛГУ.

Иванова Г. Ф., И. Л. Ходаковский. 1968. Формы миграции вольфрама в гидротермальных растворах. «Геохимия», № 8.

Казицын Ю. В., В. А. Рудник. 1968. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М., изд. «Недра».

Коржинский Д. С. 1955. Очерк метасоматических процессов. В сб.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., Изд. АН СССР.

Курильчикова Г. Е. 1961. Изучение изменения состава тетрафторобората калия и гексафторотрибората натрия в водных растворах в зависимости от величины pH. Журнал неорганической химии, т. 6, № 10.

Никитина Е. А. 1962. Гетерополисоединения. М., Госхимиздат.

Новоселова А. В. 1959. Фтористый бериллий и фторбериллаты. «Успехи химии», вып. 28.

Онтоев Д. О. 1967. О возможной роли фторо-гидросульфидных комплексов в переносе металлов рудоносными растворами при образовании некоторых редкометальных месторождений. В сб.: «Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений». Изд. ЛГУ.

Соколов Г. А., П. В. Комаров. 1968. О связях грейзенов и их оруденения со скарнами. В сб.: «Эндогенные рудные месторождения». М., изд. «Наука».

Хитаров Н. И. 1953. Экспериментальная характеристика устойчивости кварца и миграция кремнезема в гидротермальных условиях. Труды IV совещания по экспериментальной минералогии и петрографии, вып. 2. М.

Шерп А. 1956. Комплексные соли и кислоты, содержащие фтор. В кн.: «Фтор и его соединения». Сб. переводов. М., ИЛ.

Щерба Г. Н. 1968. Грейзеновые месторождения. В кн.: «Генезис эндогенных рудных месторождений». М., изд. «Недра».

Charlot G. 1957. L'analise qualitative et les reactions en solution. 4-me ed. Masson et Cie. Paris.

Gundlach H., W. Thormann. 1960. Versuch einer Deutung der Entstehung von Wolfram und Zinnlagerstätten. Z. geol. Ges., Bd. 112, T. 1.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ГРЕЙЗЕНОВЫХ ОЛОВЯННО-ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТИПА МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ДАЕК И АПОФИЗ ГРАНИТОВ

В. К. Денисенко

Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт

Одной из характерных черт геологического строения грейзеновых месторождений с комплексной Sn—W минерализацией является тесная пространственная взаимосвязь с полями широкого распространения даек. При этом устанавливаются определенные закономерности в особенностях развития даек и оруденения, позволяющие использовать их при поисках и перспективной оценке площадей на редкометальную минерализацию, на что ранее обращалось внимание (Денисенко, 1965; Рундквист, Денисенко и др., 1966; Денисенко, 1968).

Не менее интересна другая устанавливающаяся особенность — развитие на ряде месторождений даек, которые от зальбанда до зальбанда превращены в грейзены. Такие дайки интенсивно минерализованы и содержат оруденение нередко в промышленных концентрациях. Так, за рубежом известны такие месторождения, как Маунт Бишоф, Рой Хилл, Ренисон Белл, Маунт Финнис в Тасмании и Австралии (Geology of Australian ore deposits, 1953, 1965), Лост Ривер на Аляске (Sinsbury, 1960), Маунт Плезант в Канаде (Hosking, 1963), Монтейбо во Франции (Stemprok, 1965) и др., объектом промышленной разработки в которых являются именно минерализованные дайки. В пределах Советского Союза рудоносные грейзенизированные дайки развиты на комплексных Sn—W месторождениях Тайшек и Байназар в Центральном Казахстане, Светлом, Ыттыр-Халонском, Иультинском на Северо-Востоке (Лугов, 1965; Зильберминц, 1966), ряде месторождений Забайкалья и Приморья и некоторых других.

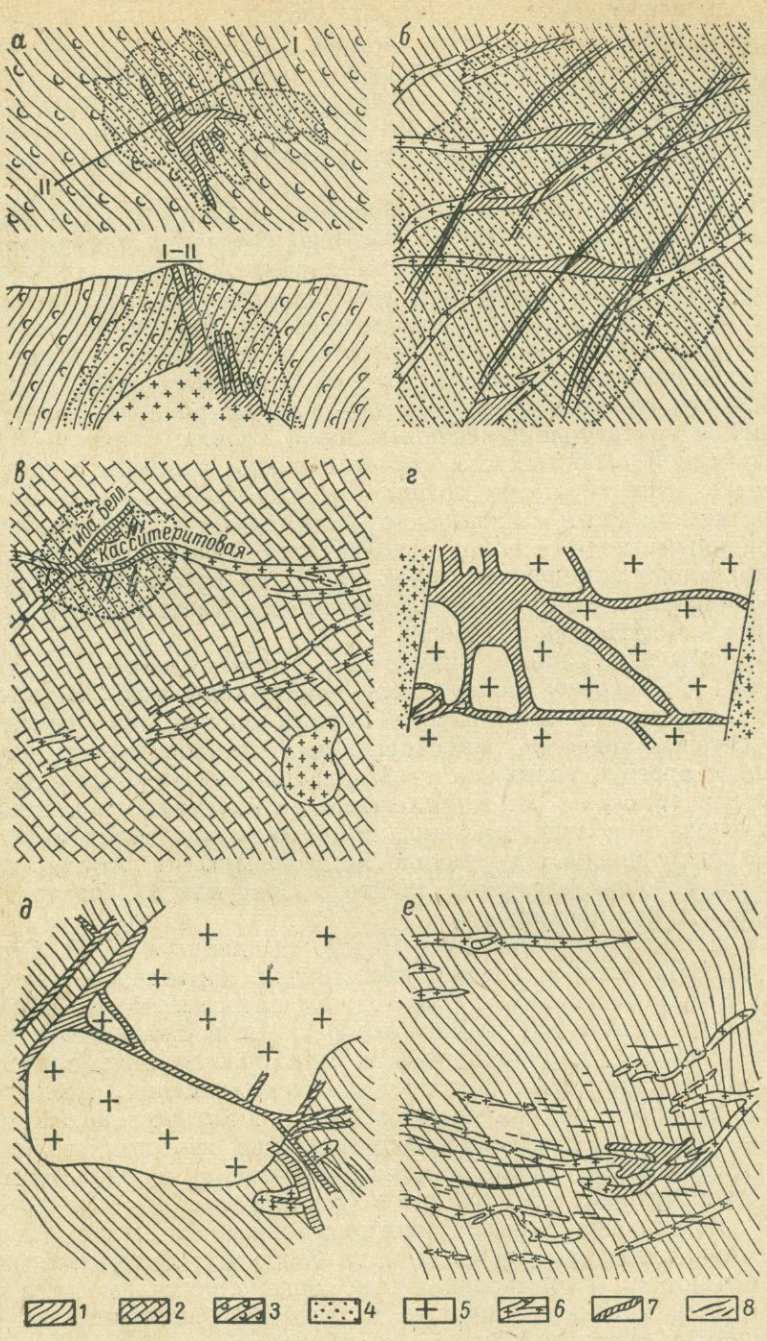
В целом по предварительным подсчетам отечественных и многочисленных зарубежных грейзеновых месторождений на долю минерализованных даек приходится около 6%. Широкое развитие минерализованных даек позволяет рассматривать их в качестве самостоятельного структурно-морфологического типа грейзеновой минерализации.

При изучении подобных дайковых тел месторождения Тайшек и района гранитного массива Кызылрай в Центральном Казахстане, а также при сопоставлении опубликованных материалов выявляется ряд закономерностей в их развитии, на рассмотрении которых мы и сосредоточим свое внимание.

В подавляющем большинстве случаев минерализованные дайки развиваются в породах кровли куполов гранитов и представлены по составу кислыми разностями — аплитами, гранит-порфирами, мелкозернистыми гранитами, кварцевыми порфирами и т. п. По особенностям взаимосвязи с гранитами они могут быть подразделены на три основных генетических типа.

1. Дайки-апофизы прикровельных частей слепых куполов гранитов. При прослеживании на глубину они постепенно переходят в граниты, которые, так же как и сами дайки, интенсивно метасоматически изменены и рудоносны.

Характерным примером даек этого типа может служить месторождение Байназар в Центральном Казахстане, схематический план и разрез которого приведены по данным Г. Н. Щербы (1960) на рисунке, *а*. В пределах месторождения развита толща эффузивно-осадочных пород, которая слагает кровлю слепого купола метасоматически преобразо-



Схемы, иллюстрирующие особенности геологического строения месторождений типа минерализованных даек и апофиз гранитов.

а, е — месторождения с дайками-апофизами слепых куполов гранитов (I тип); *б — в* — месторождения с избирательно замещенными дайками (II тип); *г — д* — месторождения с самостоятельными минерализованными дайками (III тип); *1* — песчано-сланцевые породы кровли; *2* — известняки; *3* — эффузивно-осадочные породы; *4* — грейзенизированные и метасоматически измененные породы; *5* — граниты; *6* — дайки гранитного состава; *7* — участки даек, нацело превращенные в рудоносные грейзены; *8* — кварцево-рудные жилы и прожилки.

ванных гранитов, залегающих на глубине около 300—350 *м*. Отдельные апофизы и выступы этого гранитного массива достигли поверхности, где образуют серию мелких штоков и даек. Как дайки, так и вмещающие породы кровли вблизи них интенсивно грейзенизированы. Наиболее крупный штокообразный выход гранитов и отходящие от него апофизы, известные под названием Рудной Сопки (рисунок, *а*), нацело замещены слюдяно-топазовыми грейзенами, содержащими прожилково-вкрапленное Sn—W оруденение.

2. Избирательно замещенные дайки. По времени образования они догранитные и отчетливо срезаются контактовой поверхностью массивов. В данном случае грейзеновая минерализация, генетически связанная с гранитами, лишь пространственно оказывается приуроченной к дайкам, являющимся наиболее благоприятными породами для проявления процессов грейзенизации. В связи с этим не случайно, что в грейзены оказываются переработанными дайки не на всем их протяжении, а лишь в тех участках, которые располагаются в пределах ореола контактово-измененных пород кровли.

Характерной особенностью является также развитие минерализованных даек этого типа, как правило, не самостоятельно, а в тесной пространственной связи с кварцево-рудными жилами, прожилками, минерализованными зонами пород экзоконтакта. Указанные черты строения избирательно замещенных даек наиболее отчетливо могут быть проиллюстрированы на примере месторождений Тайшек в Центральном Казахстане и Лост Ривер на Аляске.

Месторождение Тайшек приурочено к протяженному на десятки километров кольцевому поясу даек гранит-порфиров. В пределах этого пояса оруденение локализуется лишь в участке над слепым куполом аляскитовых гранитов, фиксирующимся на поверхности ореолом интенсивного ороговикования и грейзенизации песчано-алевролитовых пород кровли (рисунок, *б*). Комплексная редкометальная минерализация локализована в линейных жильно-прожилковых зонах и участках даек, в надинтрузивной зоне нацело превращенных в слюдяно-кварцевые и кварц-флюорит-слюдяные грейзены (рисунок, *б*). За пределами рудного поля дайки неизменены.

Участок месторождения Лост Ривер, по данным К. Л. Сенсбери (Sinsbury, 1960), сложен толщей известняков, прорванных двумя небольшими куполами гранитов. Один из них непосредственно обнажается, другой расположен на глубине около 200 *м* и проявляется на поверхности ореолом скарнированных и мраморизованных известняков (рисунок, *в*). Из всех даек, развитых на месторождении, грейзенизированными и рудоносными оказываются лишь те, которые располагаются в пределах „пятна" контактово-преобразованных известняков. Здесь же развита штокверковая сеть рудоносных прожилков и бериллиеносных флюорит-мусковитовых метасоматитов (рисунок, *в*).

3. Самостоятельные минерализованные дайки. По отношению к гранитам они являются более молодыми образованиями и пересекают их. Формирование даек связано, по-видимому, с периодом развития в массивах наиболее поздних, обогащенных летучими, дифференциатов гранитной магмы и проявлением процессов реоморфизма.

В породах кровли такие дайки развиваются в виде протяженных на несколько километров минерализованных жильных тел, вне видимой связи с ореолами ороговикования или другими типами редкометального оруденения. Так, например, в районе гранитного массива Кызылрай (Центральный Казахстан) грейзенизированные дайки наблюдались в протяженном дайковом поясе, состоящем из сближенных субпарал-

лельных тел кислого и основного состава. Минерализованные дайки гранит-порфиров на всем их протяжении превращены в однообразные мусковит-кварцевые грейзены. При этом соседние, рядом расположенные дайки, в том числе и гранитного состава, не обнаруживают каких-либо признаков изменения. Интересно отметить также, что в пределах грейзенизированных даек в свою очередь развиваются маломощные даечки микрогранитов и аплитов, практически не затронутые процессами замещения.

При развитии минерализованных даек в гранитах они представляют собой типичные жильные тела рудоносных грейзенов. Контакты даек как бы экранируют распространение процессов замещения за их пределы, обусловливая тем самым резкие четкие границы грейзенов с вмещающими гранитами, не характерные, как известно, для обычных метасоматических образований. В связи с этим не случайно, что для объяснения их генезиса отдельные исследователи вынуждены высказывать мнение о существовании грейзеновой магмы. Так, образование кварц-топазовых жильных тел месторождения Гунанг Бакау в Малайе (рисунок, *г*), развивающихся по дайкам мелкозернистых гранитов, связывается с внедрением топазовой магмы (Scrivenor, 1928).

В отличие от двух предыдущих типов даек в данном случае наряду с крутопадающими минерализованными дайками характерны и пологие грейзеновые тела замещения. В частности, на месторождении Торрингтон в Австралии, сложенном, по данным С. Ст. Д. Милхолланда (Geology of Australian ore deposits, 1965), грубозернистыми биотитовыми гранитами и останцом песчано-сланцевых пород кровли, заключенным в них, кварц-топазовые вольфрамоносные грейзены развиваются по дайкам мелкозернистых гранитов (рисунок, *д*). В гранитах это преимущественно крутопадающие тела, которые вблизи контакта со сланцами нередко переходят в пластообразные грейзеновые залежи, прослеживающиеся по простиранию на десятки метров при мощности до 30 *м*.

Более детальное изучение особенностей состава и строения минерализованных даек выделенных типов позволяет выявить ряд закономерностей в последовательности образования различных фаций грейзенов, характере рудной минерализации, морфологии даек и др. Коротко рассмотрим их.

По особенностям минерального состава среди грейзенов, развивающихся по дайкам, выделяются самые разнообразные фации: кварцевые, слюдяно-кварцевые, топазовые и кварц-топазовые, существенно слюдяные с флюоритом, кварц-турмалиновые и др. При этом намечается довольно устойчивая последовательность в их образовании, выдерживающаяся на различных месторождениях. Наиболее отчетливо она проявляется на детально изученном и подробно охарактеризованном в литературе (Geology of Australian ore deposits, 1953, 1965) месторождении Маунт Бишоф в Тасмании.

Наиболее ранним и широко распространенным процессом метасоматического замещения, охватывающим практически все известные на месторождении дайки, является образование мусковит-кварцевых грейзенов. Следующим по времени проявления является топазизация пород, приводящая к образованию кварц-топазовых грейзенов, нацело замещающих отдельные участки даек, и сменяющаяся затем процессом развития кварц-слюдяных с флюоритом грейзенов. Последние имеют ограниченное распространение, развиваясь в виде гнезд, прожилковидных и неправильных очертаний обособлений. Лишь в одном случае в пределах участка Броун Фейс слюдяные грейзены распространены весьма широко, приводя к возникновению значительных масс мусковита (жильбертита). Турмалинизация даек — процесс еще более поздний по срав-

нению с предыдущими и проявленный отчетливо локально: турмалин избирательно замещает вкрапленники полевых шпатов либо образует прожилковидные выделения.

Аналогичная последовательность образования слюдяно-кварцевых, кварц-топазовых, кварц-флюорит-слюдяных грейзенов устанавливается и на месторождениях Тайшек и Байназар в Центральном Казахстане.

Таким образом, для минерализованных даек, так же как и жильно-грейзеновых месторождений (Рундквист, 1967), характерна возрастная смена фаций грейзенов в последовательности: слюдяно-кварцевые→ → кварц-топазовые → кварц-флюорит-слюдяные → кварц-турмалиновые грейзены. Основной рудной минерализацией грейзенизированных даек, определяющей промышленный интерес к ним, является оловянно-вольфрамовая. Бериллиевая, молибденовая, висмутовая, частично литиевая и ниобо-танталовая минерализация обычно играют подчиненную роль и лишь в единичных случаях пользуются широким распространением. В большинстве месторождений преобладает один из рудных компонентов, чаще всего Sn и W, реже Be, Mo, а остальные представляют лишь минералогический интерес. В дайках с комплексным редкометальным оруденением в отдельных случаях устанавливается вертикальная зональность в распределении олова и вольфрама, причем иногда обратная по сравнению с зональностью, наблюдающейся обычно в грейзеновых жильных и штокверковых месторождениях. Так, на месторождении Лост Ривер в пределах основного рудного тела — Касситеритовой дайки (рисунок, *в*) — в верхних частях преобладает оловянное оруденение, которое с глубиной, по мере приближения к слепому куполу гранитов сменяется существенно вольфрамовым (Sinsbury, 1960).

Оруденение в дайках развивается позднее периода их грейзенизации, образуя рассеянную неравномерную вкрапленность или прожилки, „цепочки" рудных минералов, контролируемых тончайшими системами секущих трещин, нередко выходящих за пределы контура даек. Известны также случаи образования рудных гнезд, карманов объемом до нескольких кубических метров или псевдоморфоз по одному из породообразующих минералов. Максимальные концентрации оруденения устанавливаются в участках наиболее интенсивного проявления в дайках процессов грейзенизации.

Может быть отмечена также определенная зависимость между характерными минеральными фациями грейзенов, развитыми в дайках, и их рудоносностью. Анализ с этой точки зрения данных по рудоносным дайкам ряда отечественных и многочисленных зарубежных месторождений позволяет установить следующие особенности.

Характерным рудным минералом слюдяно-кварцевых и полевошпатово-слюдяно-кварцевых фаций является касситерит, отчасти молибденит. В кварц-топазовых грейзенах наиболее широкое распространение получает W и Sn минерализация. При этом характерно в целом синхронное образование касситерита и вольфрамита с развитием топаза в грейзенах, что, в частности, на примере месторождения Лост Ривер подчеркивалось К. Л. Сенсбери (Sinsbury, 1960). В кварцево-слюдяных с флюоритом и существенно слюдяных типах грейзенов устанавливается весьма разнообразная рудная минерализация. Помимо наиболее характерного бериллиевого оруденения в указанных разностях во многих случаях фиксируется также W, Mo, Sn, Bi и Li минерализация. Наконец, в связи с процессом турмалинизации даек устанавливается обычно Sn оруденение.

Коротко охарактеризуем морфологические особенности даек. Минерализованные дайки, так же как и обычные, в целом имеют простую морфологию, на отдельных участках осложняемую разветвлениями, разду-

вами, коленообразными изгибами и т. п. В особенностях расположения даек и деталях их очертания может быть намечена определенная взаимосвязь со слепыми куполами гранитов, в породах кровли которых они развиваются.

Так, протяженные зоны минерализованных даек оказываются расположенными вдоль не выходящих на поверхность гребней гранитов. В участках над куполовидными „вздутиями" таких гребневидных поднятий гранитов дайки обычно сливаются друг с другом, образуя раздувы штокообразной формы, являющиеся как бы проекцией куполов на дневную поверхность.

Аналогичная особенность морфологии устанавливается и при развитии даек над изолированными слепыми куполами. В породах кровли над ними также наблюдается обычно небольшое штокообразное тело, от которого радиально в разные стороны расходятся дайки. В результате образуются характерные ветвящиеся паукообразные тела. Такое радиальное расположение подчеркивается наличием в отдельных случаях единичных концентрических даек.

Таким образом, указанные морфологические особенности минерализованных даек позволяют использовать их при поисках слепых куполов минерализованных гранитов. При этом по ряду признаков можно достаточно определенно судить и об относительной глубине залегания куполов гранитов. В частности, чем прихотливее морфология даек, чем интенсивнее метасоматическая переработка их и вмещающих пород кровли, чем разнообразнее минеральные фации грейзенов, развитых в дайках, и их рудоносность, тем ближе от поверхности располагаются граниты.

Попытаемся на примере одного из непосещавшихся нами месторождений, в частности месторождения Светлого на Северо-Востоке, исходя только из анализа морфологических особенностей даек установить вероятное местоположение купола гранитов.

Как видно из схемы геологического строения рудного поля (рисунок, *е*), дайки, развивающиеся в пределах месторождения субпараллельной близширотной зоной, на юго-востоке сливаются, образуя небольшой раздув по мощности.

Исходя из отмечавшейся выше закономерности слепой купол гранитов должен располагаться именно в этой части рудного поля. Граниты буровыми скважинами на месторождении не подсечены. Однако справедливость высказанного предположения подтверждается отмеченной С. Ф. Луговым (1965) закономерностью в размещении даек, косвенно свидетельствующей о наиболее близком от поверхности расположении гранитов в юго-восточной части месторождения. В частности, установлено, что на северо-западе развиты дайки гранит-порфиров, в в центральной части — микрогранитов и на юго-востоке месторождения — преимущественно аплитов. Кроме того, именно в юго-восточной части рудного поля интенсивность грейзенизации даек (рисунок, *е*) и широта развития в них Sn—W минерализации максимальные.

В заключение следует подчеркнуть два основных положения. Во-первых, рассмотренные особености геологического строения и состава минерализованных даек и апофиз гранитов указывают на самостоятельное промышленное значение этого структурно-морфологического типа грейзеновой минерализации. И во-вторых, отмеченная поисковая роль рудоносных даек ставит задачу ревизии месторождений с известными в их пределах грейзенизированными дайками с целью обнаружения на более глубоких горизонтах минерализованных куполов гранитов — важного и широко распространенного типа комплексной редкометальной минерализации.

ЛИТЕРАТУРА

Денисенко В. К. 1965. О закономерном появлении внутрирудных даек в истории формирования месторождения Караоба. Докл. АН СССР, т. 162, № 4.

Денисенко В. К. 1968. О роли даек при поисках оловянных месторождений грейзенового типа. В сб.: «Прогнозирование и методы поисков месторождений никеля, олова, алмазов в Сов. Арктике». Л., изд. НИИГА.

Зильберминц А. В. 1966. Геология и генезис Иультинского оловянно-вольфрамового месторождения. М., изд. «Наука».

Лугов С. Ф. 1965. Геологические особенности оловянно-вольфрамового оруденения Чукотки и вопросы поисков. М., изд. «Недра».

Рундквист Д. В., В. К. Денисенко, И. А. Неженский, И. Г. Павлова. 1966. О закономерностях размещения редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 133.

Рундквист Д. В. 1967. Об общей направленности процесса минералообразования в жильно-грейзеновых вольфрамовых месторождениях. В сб.: «Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений». Изд. ЛГУ.

Щерба Г. Н. 1960. Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд. АН Каз.ССР.

Geology of Australian ore deposits. 1953. Редактор A. B. Edwards. Vol. 1. Melburn.

Geology of Australian ore deposits. 1965. 2-nd ed. Eight Commonwealth Mining and Metallurgical Congress, Australia and New Zealand. Редактор Mc Andrew. Vol. 1. Melbourn.

Hosking F. G. 1963. Geology, mineralogy and paragenesis of the Mount Pleasant tin deposits. Precambrian. Mining in Canada, vol. 36, No 4.

Scrivenor J. B. 1928. The geology of Malayan ore deposits. London.

Sinsbury C. L. 1960. Metallization and post-mineral hypogene argillization, Lost River tin Mine, Alaska. Economic Geology, vol. 55, No 7.

Stemprok M. 1965. Loziska cinu a Wolframa ve Francii. Vestnik UUG, No 4.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ГРЕЙЗЕНОВЫХ ВОЛЬФРАМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Г. Ф. Иванова, З. В. Студеникова

Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского АН СССР

Комплексные исследования, посвященные характеристике геохимических условий образования вольфрамитовых месторождений, проведены нами на примере ряда грейзеново-кварцевых месторождений Восточного Забайкалья.

Хорошо известно, что основная масса указанных месторождений приурочена здесь к олово-вольфрамовому рудному поясу, в пределах которого выделяется несколько рудных районов. К наиболее крупным относятся Агинский и Кукульбейский. В пределах Агинского рудного района наибольший интерес представляют Хангилай-Шилинский, Дурулгуевский и Зун-Ундурский рудные узлы, в Кукульбейском — Соктуйский и Олдандинский.

Детальные исследования проведены нами для рудных узлов Хангилай-Шилы и Дурулгуя. В качестве сравнения рассмотрены также месторождения Зун-Ундур, Соктуй, Алдакачан, Антонова гора.

Не останавливаясь на подробной геолого-минералогической характеристике каждого месторождения в отдельности, отметим лишь, что сравнительное изучение месторождений позволило многочисленным исследователям прийти к выводу об общности геологических условий образования (Левицкий, 1939; Смирнов, 1944; Томсон и др., 1964; Комаров, Демидова, 1966; Барабанов, 1961). Наиболее характерной чертой изученных месторождений является приуроченность их к эндокон-

тактовым либо апикальным метасоматическим зонам гранитных массивов, относящихся к верхнеюрскому кукульбейскому комплексу. Для всех месторождений характерно развитие грейзенов, представленных мусковитовыми и кварц-мусковитовыми фациями. Однако соотношение между рудными кварцевыми жилами и грейзенами различно. Примером собственно грейзеновых вольфрамовых месторождений может служить месторождение Спокойное (Хангилай-Шилинский узел), все же остальные относятся к промежуточному грейзеново-кварцевому типу. Месторождения характеризуются одностадийной вольфрамовой минерализацией и имеют близкий вещественный состав. Главный парагенезис представлен вольфрамитом, кварцем, мусковитом, иногда касситеритом, в незначительном количестве флюоритом. Развитие сульфидов, представленных чаще всего пиритом, в жилах ограничено. По отношению к вольфрамиту пирит является более поздним минералом, что подтверждается наличием четких зон геометрического отбора, образованных пиритом в интерстициях вольфрамитового агрегата.

Физико-химические параметры образования вольфрамита. Поскольку наиболее типичным парагенезисом жильного выполнения для всех месторождений является вольфрамит и кварц, именно эти минералы были использованы нами для анализа состава газово-жидких включений, а также для термо- и барометрических исследований (Сущевская, Иванова, 1967; Наумов, Иванова, 1967).

Изучение характера гомогенизации газово-жидких включений в минералах грейзенов и кварц-вольфрамитовых жил привело нас к выводу о том, что все включения гомогенизируются в жидкую фазу, что свидетельствует о гидротермальном происхождении минералов. Термометрическое изучение включений показало, что температура декрепитации вольфрамитов ряда месторождений колеблется от 240 до 330° С, а кварцев — от 200 до 330° С. Температура гомогенизации включений в кварце составляет 240—302° С.

Внесение поправок на давление (Наумов и др., 1966), а также на величину температурного интервала кристаллизации минералов (Наумов, Ходаковский, 1968) дало возможность оценить их истинные температуры образования, значения которых не превышают 400° С. Определение другого параметра — давления в настоящее время затруднено из-за отсутствия достоверных методов. Однако благодаря появлению метода оценки давления в водно-углекислых системах (Наумов, Малинин, 1968) удалось определить давление в кварце кварцево-вольфрамитовых жил месторождения Спокойное, оказавшееся равным 1650 *атм.* Согласно данным анализа химического состава газово-жидких включений в кварце и вольфрамите месторождений Дедовогорское и Спокойное, основными компонентами растворов являются Na, K, Ca, Cl, F, HCO_3. Средние концентрации отдельных ионов в растворе соответствуют следующим значениям (*г/л*): Na — 5,1; K — 4,4; Ca — 3,1; Cl — 5,9; F — 2,5. Помимо указанных компонентов в растворах включений была обнаружена углекислота, концентрация которой оказалась резко различной для двух месторождений. Так, во включениях минералов Дедовогорского месторождения жидкая CO_2 не встречена. Суммарная же концентрация углекислоты в кварце и вольфрамите месторождения Спокойное чрезвычайно высока и достигает 10 *моль/л* $\gg$ 300 *г/л*. Ионная сила растворов колеблется от 0,29 до 0,76, в среднем составляя 0,60. Общая концентрация растворов равна 3—4 вес. % (30—40 *г/л*). Применение расчетного метода оценки pH, основанного на данных по содержанию углекислоты и иона HCO_3^- во включениях (Сущевская, Иванова, 1967), позволило получить значения, равные для 300° С 6,35—7,08.

Таким образом, по данным анализа газово-жидких включений кристаллизация вольфрамита в рассматриваемых месторождениях происходила при температурах, не превышающих 400° С, из разбавленных нейтральных или слабощелочных растворов.

Формы существования вольфрама в гидротермальных растворах. Применительно к установленным параметрам мы провели критическое рассмотрение возможных форм существования вольфрама в гидротермальных растворах (Иванова, Ходаковский, 1968). Из-за отсутствия экспериментальных данных многие значения констант нестойкости вольфрамовых соединений при повышенных температурах были получены расчетным путем. Следует отметить, что до последнего времени расчеты при повышенных температурах носили весьма приближенный характер, так как они основывались на допущении о независимости C_p реакций от температуры. Появление работы Крисса и Коббла (Criss, Cobble, 1964) впервые позволило проводить приближенную оценку температурной зависимости теплоемкости ионов. Более строгий количественный подход к расчету высокотемпературных равновесий в водных растворах стал возможным после исследований, проведенных И. Л. Ходаковским, Б. Н. Рыженко и Г. Б. Наумовым (Ходаковский, 1969; Ходаковский и др., 1968). Проведенные нами расчеты основывались на указанных выше работах.

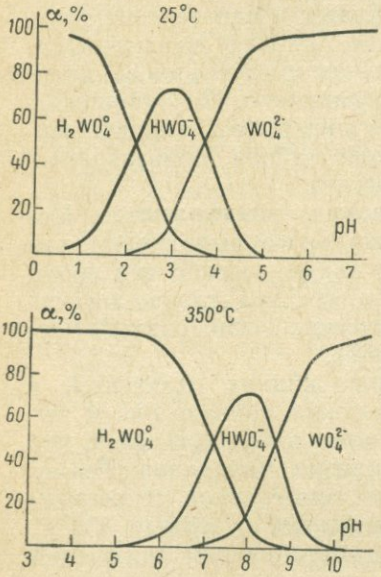


Рис. 1. Соотношение мономерных форм вольфрама при различных pH и температурах раствора.

Известно, что в водных растворах вольфрам присутствует в виде различных форм мономеров WO_4^{2-}, HWO_4^-, $H_2WO_4^0$, сложных изо- и гетерополианионов, комплексных соединений. Соотношение между этими формами определяется рядом факторов: температурой, pH, общей концентрацией вольфрама, концентрацией аддендов в растворе. Более подробно этот вопрос рассмотрен нами в работе (Иванова, Ходаковский, 1968), здесь же остановимся лишь на главных результатах, имеющих геохимическое приложение.

Соотношение мономерных форм вольфрамовой кислоты при различных pH и температурах раствора. Одна из распространенных гипотез о формах миграции вольфрама в гидротермальных растворах сводится к возможности переноса вольфрама в виде WO_4^{2-}-иона. Данные о характере распределения мономерных форм вольфрама в растворе можно получить на основании величин констант диссоциации вольфрамовой кислоты. Поскольку результаты по диссоциации вольфрамовой кислоты известны лишь для 25° С (Яцимирский, Прик, 1964а, б; Яцимирский, Романов, 1965), мы рассчитали значения констант в интервале 25—350°С (Иванова, Ходаковский, 1968).

Из данных о температурной зависимости констант диссоциации было определено соотношение мономерных форм вольфрамовой кислоты при различных pH и температурах. На рис. 1 представлены результаты, полученные для 25 и 350° С, которые указывают на значительное

сокращение поля существования иона WO_4^{2-} и расширение области устойчивости вольфрамовой кислоты H_2WO_4, растворенной недиссоциированной, с повышением температуры. Так, при 350° С ион WO_4^{2-} существует лишь в сильно щелочной области (pH > 9), что обусловливает его крайне ограниченную роль в переносе вольфрама при высоких температурах.

При 350° С растворенная недиссоциированная вольфрамовая кислота преобладает до pH = 6,5, что позволяет предположить ее в качестве наиболее вероятной формы переноса вольфрама в гидротермальных растворах.

О полимерных формах вольфрама в растворах. Известно, что в водных растворах вольфрам образует различные полиядерные комплексы, представленные изо- и гетерополисоединениями. Этот факт привел многих исследователей к мнению о возможности переноса вольфрама в виде полимерных форм (Gundlach, Thormann, 1960).

Простейшим полимерным комплексом является ион $HW_6O_{21}^{5-}$, образующийся по реакции $6WO_4^{2-} + 7H^+ \rightleftarrows HW_6O_{21}^{5-} + 3H_2O$.

Выяснение условий перехода иона WO_4^{2-} в форму $HW_6O_{21}^{5-}$ позволяет оценить для вольфрама роль процессов полимеризации в гидротермальных растворах.

Равновесие между моно- и полимерными формами вольфрама зависит от pH раствора, общей концентрации вольфрама и температуры. Согласно термометрическим исследованиям (Сущевская, Иванова, 1967; Наумов, Иванова, 1967; Иванова, 1967), вольфрамоносные растворы характеризуются температурами порядка 300—400° С и значениями pH, близкими к нейтральной или слабощелочной области. В этих условиях, как показал проведенный нами анализ (Иванова, Ходаковский, 1968), равновесие $WO_4^{2-} \rightleftarrows HW_6O_{21}^{5-}$ сдвинуто в сторону процесса деполимеризации. Возможность существования полимерных форм при температуре 300—400° С, очевидно, может быть реализована лишь в очень кислых средах, мало вероятных для природных условий. Помимо температуры и pH фактором, определяющим соотношение моно- и полимерных форм вольфрама, является концентрация вольфрама в растворе. Приближенные оценки, полученные различными авторами (Сущевская и др., 1968; Краускопф, 1960), показали, что концентрация рудных элементов, в том числе и вольфрама (Иванова, 1967), в гидротермальном растворе, вероятно, не превышает 10^{-5}—10^{-4} *моль/л* (~0,002—0,02 *г/л* вольфрама). При таких концентрациях даже при 25° С в широком интервале pH (до pH > 1) растворы характеризуются преобладанием мономерных форм вольфрама (Яцимирский, Прик, 1964; Яцимирский, Романов, 1965). Поскольку гидротермальные растворы имеют сложный состав, который представлен различными анионами, деполимеризующая роль последних также может быть значительной (Jander, Fiedler, 1961).

Таким образом, выяснение условий образования полимерных форм вольфрама указывает на малую вероятность переноса вольфрама в гидротермальных растворах в виде изо- и гетерополисоединений.

Комплексообразование вольфрама в водных растворах. Вольфрам помимо прочного комплекса WO_4^{2-} в водных растворах образует ряд комплексных соединений с такими неорганическими лигандами, как F, S, As, P (Jander, Fiedler, 1961; Яцимирский, Прик, 1964а, б). Согласно данным анализа газово-жидких включений (Сущевская, Иванова, 1967), наиболее характерными анионами гидротермальных растворов являются F, Cl, CO_2, S. Поскольку фтор в них

присутствует в значительных количествах (Сущевская, Иванова, 1967), наибольший интерес представляют оксифторидные комплексы. Условия образования указанных соединений при 25° С хорошо изучены (Jander, Fiebler, 1961; Яцимирский, Прик, 1964а, б; Буслаев, Давидович, 1965а и б). Экспериментальными исследованиями О. В. Брызгалина (1967) доказана возможность существования оксифторвольфраматов калия в водных растворах при температуре 300—500° С. Однако отсутствие данных по константам нестойкости фторидных комплексов при высоких температурах не позволяет оценить их устойчивость в гидротермальных условиях при различных pH. Анализ данных по равновесию $H_2WO_4 + HF \rightleftarrows HWO_3F + H_2O$, полученных К. Б. Яцимирским для 25° С, дает возможность предсказать, что при высоких температурах устойчивость комплекса будет зависеть в первую очередь от концентрации фтора в растворе и в гораздо меньшей мере от pH среды. Разрушение комплекса должно наступать в результате либо значительного повышения щелочности раствора, либо значительного понижения концентрации фтора.

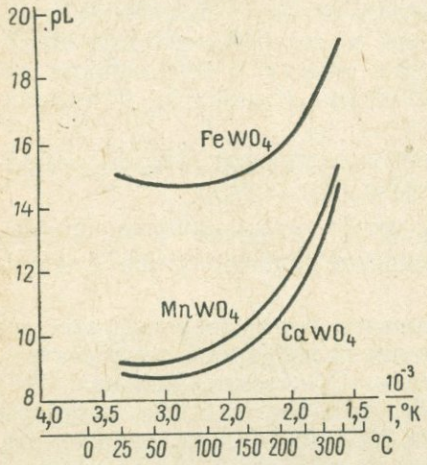


Рис. 2. Температурная зависимость произведений растворимости $FeWO_4$, $MnWO_4$, $CaWO_4$.

Другим важным компонентом гидротермальных растворов является сера. Соединения вольфрама с серой представлены группой тиосолей, образующихся в результате постепенного замещения кислорода серой в анионе WO_4^{2-}, зависящего от щелочности и соотношения вольфрама и серы в растворах. Отсутствие констант нестойкости комплексов типа K_2WS_3O—$K_2WS_2O_2$—K_2WSO_3—K_2WS_4 не позволяет, к сожалению, оценить их устойчивость в условиях гидротермальных растворов. Данные о возможности образования соединений вольфрама с такими элементами, как Cl, B, CO_2 и т. д., также очень скудны.

Таким образом, проведенный анализ устойчивости различных соединений вольфрама в водных растворах при различных физико-химических параметрах позволяет предположить в качестве наиболее вероятной формы переноса вольфрама в гидротермальных условиях мономерную вольфрамовую кислоту (в виде растворенной недиссоциированной формы), диссоциация которой обеспечивает появление в растворе необходимых концентраций иона WO_4^{2-}, увеличивающихся с понижением температуры.

При наличии в растворах значительных концентраций фтора, характерных для грейзенового процесса, перенос вольфрама возможен в виде комплексных оксифторовольфрамовых соединений. Аналогичный тип соединений был предложен ранее для переноса олова (Барсукова, Курильчикова, 1966), бериллия (Соболев, 1964), тантала (Пашутин, Соболев, 1963).

Условия отложения вольфрамита в грейзеново-кварцевых месторождениях. Известно, что выпадение в осадок труднорастворимого соединения, например вольфрамата $MeWO_4$, возможно лишь в том случае, когда в растворе выполняется соотношение

$$a_{Me^{2+}} \cdot a_{WO_4^{2-}} \geqslant L_{MeWO_4}, \qquad (1)$$

где $a_{Me^{2+}}$ — активность катиона в растворе, $a_{WO_4^{2-}}$ — активность вольфрамат-иона в растворе, L_{MeWO_4} — произведение растворимости вольфрамата. Следовательно, осаждение вольфрамита определяется: 1) величиной его произведения растворимости, 2) активностью Fe^{2+}, Mn^{2+} и WO_4^{2-}, зависящей от температуры, давления, состава раствора.

Поскольку величины произведений растворимости для $FeWO_4$ и $MnWO_4$ до сих пор неизвестны, нами была рассчитана из наиболее достоверных термохимических данных температурная зависимость произведений растворимости $FeWO_4$, $MnWO_4$, $CaWO_4$ в интервале от 25 до 350° С (Иванова, 1967; Урусов, Иванова, Ходаковский, 1967). Как видно из рис. 2, растворимость вольфраматов незначительна, причем при высоких температурах она резко понижается. Во всем температурном интервале наименее растворимым оказывается $FeWO_4$, наиболее — $CaWO_4$; $MnWO_4$ занимает промежуточное положение.

Для расчета величин активности Fe^{2+}, Ca^{2+}, WO_4^{2-} в гидротермальном растворе мы использовали значения концентраций кальция, углекислоты, фтора, сульфата, определенных в газово-жидких включениях в кварце и вольфрамите.

Известно, что для двух солей с общим катионом или анионом (например, K_1A и K_2A), находящихся в равновесии с водными растворами, справедливы следующие уравнения:

$$a_{K_1} \cdot a_A = L_{K_1A}; \tag{2}$$

$$a_{K_2} \cdot a_A = L_{K_2A}; \tag{3}$$

$$\frac{a_{K_1}}{a_{K_2}} = \frac{L_{K_1A}}{L_{K_2A}}. \tag{4}$$

В случае, если

$$\frac{a_{K_1}}{a_{K_2}} > \frac{L_{K_1A}}{L_{K_2A}}, \tag{5}$$

соединение K_1A будет осаждаться, а K_2A растворяться. В случае обратного соотношения соль K_1A должна растворяться, а K_2A осаждаться. В рассматриваемом нами случае при общей концентрации кальция, равной примерно 10^{-1} *г-ион/л*, и температуре, соответствующей 300° С, осаждается $FeWO_4$, а не $CaWO_4$. Следовательно, в этих условиях имеет место следующее соотношение:

$$\frac{a_{Fe^{2+}}}{a_{Ca^{2+}}} > \frac{L^{300}_{FeWO_4}}{L^{300}_{CaWO_4}} = \frac{1{,}7 \cdot 10^{-18}}{6{,}3 \cdot 10^{-14}} = 2{,}8 \cdot 10^{-5}. \tag{6}$$

Тогда

$$a_{Fe^{2+}} > a_{Ca^{2+}} \cdot 2{,}8 \cdot 10^{-5}. \tag{7}$$

Зная общую концентрацию кальция в гидротермальном растворе, после поправки на долю закомплексованного кальция мы определили концентрацию Ca^{2+}, а затем через коэффициенты активности перешли к активности Ca^{2+} (Иванова, 1967).

Подставляя определенную таким образом $a_{Ca^{2+}}$, равную 10^{-6} *г-ион/л*, в неравенство (7), находим, что $a_{Fe^{2+}} > 10^{-6} \cdot 2{,}8 \cdot 10^{-5} = 2{,}8 \cdot 10^{-11}$ *г-ион/л* $= 1{,}5 \cdot 10^{-6}$ *мг/л*. Следовательно, активность Fe^{2+} в гидротермальном растворе, из которого происходило осаждение $FeWO_4$, а не $CaWO_4$, была не менее 10^{-6} *мг/л*. Поскольку максимально возможные актив-

ности сосуществующих в растворе ионов Fe^{2+} и WO_4^{2-} определяются соотношением $a_{Fe^{2+}} \cdot a_{WO_4^{2-}} \approx L_{FeWO_4}$ то

$$a_{WO_4^{2-}} < \frac{L_{FeWO_4}}{a_{Fe^{2+}}} = \frac{1{,}7 \cdot 10^{-18}}{2{,}8 \cdot 10^{-11}} = 6 \cdot 10^{-8} \text{ г-ион/л},$$

а общая концентрация вольфрама в растворе, равная

$$W(\text{р-р}) = \frac{a_{WO_4^{2-}}}{a_W} = \frac{6{,}0 \cdot 10^{-8}}{7{,}7 \cdot 10^{-3}} \approx 10^{-5} \text{ моль/л},$$

при данной активности Fe^{2+} будет ниже, чем 10^{-5} *моль/л*.

Несмотря на приближенный характер полученных значений $a_{Ca^{2+}}$, $a_{Fe^{2+}}$, $a_{WO_4^{2-}}$, они дают ценную информацию о предельных содержаниях в растворе тех компонентов, прямые определения которых пока невозможны из-за методических трудностей.

Согласно неравенству (1), знание факторов, регулирующих величину активности ионов WO_4^{2-} и F^{2+}, позволяет оценить условия отложения вольфрамита. Как было выяснено ранее, увеличение щелочности, понижение температуры и концентрации фтора в растворах — это те факторы, которые обеспечивают повышение $a_{WO_4^{2-}}$. Определить величину $a_{Fe^{2+}}$ в зависимости от температур, pH и состава растворов пока невозможно из-за отсутствия данных о характере комплексообразования железа в гидротермальных условиях.

Известно, что в водных растворах железо образует такие комплексы, как например, $Fe(OH)^+$, $Fe(OH)^{2+}$, $Fe(OH)_2^+$, $HFeO_2^-$. Присутствие в гидротермальных растворах различных анионов (Cl, F, S, CO_2 и т. д.) приводит к еще большему многообразию комплексных соединений железа.

Ввиду того что количественные данные по равновесиям железа в водных растворах при высоких температурах отсутствуют, условия осаждения $FeWO_4$ были определены нами из анализа некоторых равновесий. Для вольфрамовых месторождений характерна ассоциация вольфрамита с пиритом и не встречается ассоциация вольфрамит — магнетит, поэтому выяснение полей устойчивости вольфрамита, вероятно, возможно в результате рассмотрения следующих окислительно-восстановительных равновесий:

$$4FeWO_4 + 7S^{2-} + SO_4^{2-} + 8H^+ \rightleftarrows 4FeS_2 + 4WO_4^{2-} + 4H_2O;$$

$$12FeWO_4 + SO_4^{2-} + 12H_2O \rightleftarrows 4Fe_3O_4 + 12WO_4^{2-} + S^{2-} + 24H^+.$$

Знание свободных энергий участвующих в реакции веществ при различных температурах дает возможность рассчитать константы указанных равновесий и выразить их через величины суммарной концентрации сульфидной серы и pH растворов.

Анализ равновесия ферберит—пирит показывает, что с повышением температуры поле устойчивости ферберита сдвигается в сторону более высоких концентраций сульфидной серы и практически не зависит от pH, особенно при температурах 200—350° С. Наиболее вероятной причиной смены ферберита пиритом на вольфрамовых месторождениях является понижение температуры.

Для равновесия ферберит—магнетит определяющими факторами оказываются температура и концентрация вольфрама в растворе.

Установлено, что при постоянной концентрации вольфрама с повышением температуры происходит сокращение поля $FeWO_4$. Так, при концентрации 10^{-5} *моль/л* вольфрама верхняя температурная граница образования $FeWO_4$ равна 350° С, что согласуется с термометрическими данными. Осаждение $FeWO_4$ в этих условиях происходит из слабокислых или нейтральных растворов, содержащих концентрацию сульфидной серы, не превышающей ~0,1 *моль/л*. Следовательно, в изотермических условиях и при постоянной концентрации вольфрама в растворе главными факторами, регулирующими отложение вольфрамита, являются величины pH и Eh растворов.

Таким образом, комплексное исследование парагенетических ассоциаций минералов вольфрамитовых месторождений, данных по газово-жидким включениям в них и результатов термодинамического анализа ряда равновесий позволило нам оценить параметры вольфрамоносных растворов, наиболее вероятные формы миграции вольфрама в гидротермальных условиях, а также главные факторы, регулирующие процесс осаждения вольфрамита.

ЛИТЕРАТУРА

Барабанов В. Ф. 1961. Минералогия вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. Изд. ЛГУ.

Барсукова В. Л., Г. А. Курильчикова. 1966. О формах переноса олова в гидротермальных растворах. «Геохимия», № 8.

Брызгалин О. В. 1967. О влиянии состава растворов на форму переноса вольфрама в гидротермальных условиях. В сб.: «Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений». Изд. ЛГУ.

Буслаев Ю. А., Р. Л. Давидович. 1965а. О некоторых оксофтормолибдатах и оксофторовольфраматах калия. Ж. неорган. химии, т. X, вып. 8.

Буслаев Ю. А., Р. Л. Давидович. 1965б. Получение некоторых комплексных фторидов молибденита и вольфрамита и их свойства. ДАН СССР, т. 164, № 6.

Иванова Г. Ф. 1967. Геохимические условия образования вольфрамитовых месторождений грейзенового типа Восточного Забайкалья. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. ГЕОХИ АН СССР, М.

Иванова Г. Ф., И. Л. Ходаковский. 1968. Формы миграции вольфрама в гидротермальных растворах. «Геохимия», № 8.

Комаров П. В., Н. Г. Демидова. 1966. О возрасте верхнемезозойских грейзенов Восточного Забайкалья. «Геол. рудн. м-ний», № 4, 101.

Краускопф К. Ф. 1960. Содержание тяжелых металлов в магматическом паре при температуре 600° С. В сб.: «Проблемы эндогенных месторождений», вып. 1. М., ИЛ.

Левицкий О. Д. 1939. Вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья. Т. II. М., изд. АН СССР.

Наумов В. Б., В. С. Балицкий, Л. Н. Хетчиков. 1966. О соотношении температур образования гомогенизации и декрепитации газово-жидких включений. ДАН СССР, т. 171, № 1.

Наумов В. Б., Г. Ф. Иванова. 1967. О температурах образования вольфрамитовых месторождений грейзенового типа в Восточном Забайкалье. В сб.: «Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений». Изд. ЛГУ.

Наумов В. Б., С. Д. Малинин. 1968. Новый метод определения давления по газово-жидким включениям. «Геохимия», № 4.

Наумов В. Б., И. Л. Ходаковский. 1968. Температуры образования минералов по данным изучения включений минералообразующих сред. Тр. II Всесоюзн. совещ. по минералогической термо- и барометрии. Изд. «Наука».

Пашутин В. П., Б. П. Соболев. 1963. Фторидный перенос тантала в надкритических (паровых) растворах. Тр. ИМГРЭ, вып. 18.

Смирнов С. С. 1944. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. М., Госгеолиздат.

Соболев Б. П. 1964. Устойчивость фторбериллатов щелочных элементов в гидротермальных растворах. «Геол. рудн. м-ний», № 3.

Сущевская Т. М., Г. Ф. Иванова. 1967. О составе минералообразующих растворов некоторых вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. «Геохимия», № 9.

Сущевская Т. М., О. И. Крючкова, М. С. Чупахин. 1968. Предварительные данные по концентрации некоторых рудных элементов (Mn, Zn, W, As, Sb, Sn, Pb) в растворах включений минералов оловорудных жил. Тезисы докладов Всесоюзн. совещ. по минералогич. термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов. М.
Томсон И. Н., Р. М. Константинов, О. П. Полякова. 1964. О генетических рядах рудных формаций Забайкалья. «Геол. рудн. м-ний», № 2, 38.
Урусов В. С., Г. Ф. Иванова, И. Л. Ходаковский. 1967. Энергетические и термодинамические характеристики молибдатов и вольфраматов в связи с некоторыми чертами их геохимии. «Геохимия», № 10.
Ходаковский И. Л. 1969. Энтропия ионов в водных растворах при повышенных температурах. «Геохимия», № 1.
Ходаковский И. Л., Б. Н. Рыженко, Г. Б. Наумов. 1968. Теплоемкость ионов в водных растворах при повышенных температурах. «Геохимия», № 12.
Яцимирский К. Б., К. Е. Прик. 1964а. Комплексообразование вольфрама (VI) с некоторыми неорганическими лигандами в разбавленных растворах. Ж. неорг. химии, т. XI, вып. 1.
Яцимирский К. Б., К. Е. Прик. 1964б. Кинетика каталитического окисления йодид-иона перекисью водорода в присутствии W (VI). Ж. неорг. химии, т. 9, вып. 8.
Яцимирский К. Б., В. Ф. Романов. 1965. Кинетика и механизм реакции окисления *n*-фенилендиамина йодатом калия в присутствии соединений W (VI). Ж. неорг. химии, т. 10, вып. 7.
Criss C. M., J. W. Cobble. 1964. J. Amer. Chem. Soc., 86, 5385.
Gundlach H., Thormann W. 1960. Versuch der Deutung der Entstehung von Wolfram- und Zinnlagerstätten. Zeitschr. für der Deutsch. Geolog. Gesellschaft, Band. 112, T. 1.
Jander G., B. Fiedler. 1961. Über den Molekularzustand von Fluorowolframaten in wäßriger Lösung. Zeitschr. anorgan. und allgem. Chemie, B. 308, Heft 1/6.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ФЛЮОРИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА ВОЛЬФРАМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Ф. Я. Корытов

Всесоюзный институт минерального сырья

Все исследователи, изучавшие вольфрамитовые месторождения Забайкалья, отмечали присутствие в рудах флюорита, содержание которого весьма неравномерно. Причем принято считать, что флюорит на вольфрамитовых месторождениях сопровождает почти все стадии минералообразования. Кроме того, указывается, что наибольшее количество флюорита приурочено к завершающим стадиям рудообразования. Детальное минералогическое изучение, проведенное В. Ф. Барабановым (1961) на Букукинском, Белухинском, М. М. Повилайтис (1960) на Джидинском, Е. И. Доломановой (1959) на Лево-Ингодинском вольфрамитовых месторождениях Забайкалья, показывает, что существует несколько генераций флюорита, отличающихся друг от друга временем выделения, морфологией и окраской кристаллов, а нередко различным содержанием в них элементов-примесей. Этими же исследователями отмечалось, что значительное количество самого позднего флюорита вольфрамитовых месторождений находится в ассоциации с халцедоновидным кварцем и кальцитом, несущими по отношению к другим минералам некоторые признаки наложения.

Мы посетили ряд вольфрамитовых месторождений Забайкалья (Джидинское, Букукинское, Белухинское, Антоновогорское) с целью изучения на них флюоритовой минерализации. Эти исследования показали, что на указанных месторождениях действительно существует несколько генетических типов флюорита. При этом было установлено, что

на вольфрамитовых месторождениях Забайкалья следует различать два основных типа флюоритовой минерализации.

Флюоритовая минерализация первого типа, которая наблюдается в основном в рассеянном состоянии и обычно в сравнительно небольших количествах, является наиболее ранней и сингенетической с вольфрамовым оруденением. К этому типу прежде всего относятся мелкие зерна флюорита, приуроченные к околожильным грейзенам и серому кварцу с вольфрамитом в самих рудных телах. Цвет такого флюорита, как правило, фиолетовый, но встречаются и бесцветные разности.

Флюорит второго типа обычно образует сплошные выделения различной формы и размеров и находится преимущественно в ассоциации с халцедоновидным кварцем и кальцитом. Этим минеральным парагенезисом секутся серый вольфрамитоносный кварц, а также кварц-сульфидные образования. Флюорит второго типа минерализации имеет разнообразные окраску и форму кристаллов. Ранние разновидности этого флюорита обычно более ярко окрашены (часто зеленые), нежели самые поздние разновидности, которые, как правило, имеют светлую (до бесцветной) окраску. При этом все морфологические разности такого флюорита, как это было установлено В. Ф. Барабановым (1961), проявляют тенденцию к смене раннего октаэдрического облика более поздним кубическим. Изучение свидетельствует, что второй тип флюоритовой минерализации является явно наложенным на вольфрамитовое оруденение и соответствует оруденению собственно флюоритовых месторождений, которые, как известно, очень часто пространственно ассоциируют с месторождениями вольфрама. Сопоставление парагенезиса, состоящего из халцедоновидного кварца, флюорита и кальцита, названных вольфрамитовых месторождений с подобным минеральным комплексом флюоритовых месторождений показывает их полную аналогию (по составу, структурно-текстурным особенностям и т. п.). Больше того, совпадает и температурный диапазон образования этих парагенезисов, а также набор и количественное соотношение элементов-примесей в них.

Термометрическое изучение, проведенное автором, показывает, что температура кристаллизации халцедоноподобного кварца, флюорита и кальцита как на вольфрамитовых, так и на флюоритовых месторождениях Забайкалья близки между собой и на изученных месторождениях составляют 280—60° С. По набору и количеству элементов-примесей они также не отличаются между собой. Например, нет значительных расхождений в содержании таких элементов-примесей, как Be, Sr, Ba, определенных количественным спектральным методом в лаборатории ВИМСа (таблица).

Месторождения вольфрамита и флюорита Забайкалья	Окраска флюорита	Содержание, %		
		BeO	SrO	BaO
Джидинское (W)	Бесцветный	Следы	0,14	0,042
Букукинское (W)	„	0,064	0,072	0,015
Белухинское (W)	Зеленый	Следы	0,084	0,015
Антоновогорское (W)	„	Нет	0,051	0,015
Тургинское (F)	Бесцветный	0,0005	0,051	0,015
Коврижка (F)	Зеленый	Нет	0,072	0,11
Калангуй (F)	Светлый	Следы	0,13	0,09
(F)	Зеленый	Нет	0,033	0,015
Абагайтуй (F)	„	„	0,054	0,015
Солнечное (F)	„	„	0,12	0,06
Начирское (F)	Бесцветный	0,005	0,13	0,015

Об этом свидетельствует и сопоставление многочисленных спектральных анализов флюорита из вольфрамитовых месторождений, которые приводятся В. Ф. Барабановым (1961) и другими исследователями, с анализами флюорита из флюоритовых месторождений. Это подтверждают в известной степени и данные В. Ф. Барабанова и Г. Н. Гончарова (1967), которые отметили, что сумма редких земель во флюоритах вольфрамитовых (Спокойное) и флюоритовых (Калангуйское, Солнечное) месторождений Забайкалья равна и составляет 0,05—0,06%.

Необходимо отметить, что флюорит, являющийся сингенетичным с вольфрамовым оруденением, нередко не отличается от наложенного флюорита. Между тем в нем иногда в более повышенных количествах фиксируются бериллий и редкие земли (до 0,1%). Проведенные наблюдения позволяют считать, что второй тип флюоритовой минерализации образовался в верхнеюрских вольфрамитовых месторождениях в меловое время, когда сформировалась основная масса флюоритовых месторождений региона. Это произошло главным образом за счет подновления (с повторным приоткрыванием) рудовмещающих структур вольфрамитовых месторождений. Таким образом, интервал между временем формирования вольфрамитового оруденения и временем наложения на него флюоритовой минерализации составлял примерно 30—50 млн. лет.

Наложение флюоритовой минерализации на вольфрамитовое оруденение, очевидно, сопровождалось замещением флюоритом более ранних рудных и жильных минералов и их переотложением, что характерно для многих вольфрамитовых месторождений (Дружинин, 1962). Нужно отметить, что некоторые вольфрамитовые месторождения Забайкалья ко времени наложения на них флюоритовой минерализации, очевидно, уже были вскрыты эрозионным срезом. Может быть частично и поэтому наложение флюоритовой минерализации на вольфрамитовых месторождениях происходило не повсеместно, а только в наиболее благоприятных трещинных структурах. Такими структурами в основном были крутопадающие трещины скола, сформировавшиеся позднее, чем все другие трещины, и широко распространенные на нижних горизонтах вольфрамитовых месторождений.

Интересно также то, что в этих трещинах в значительных количествах присутствуют и сульфиды (галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, и др.), образовавшиеся позднее, чем серый кварц с вольфрамитом. Нужно заметить, что имеются данные, которые позволяют предполагать, что и определенная часть сульфидной минерализации на вольфрамитовых месторождениях также является наложенной и соответствует оруденению полиметаллических месторождений Забайкалья. В известной степени прав был О. Д. Левицкий (1964), который указывал, что на ряде вольфрамитовых месторождений (Белухинское и др.) существует значительный разрыв во времени выделения вольфрамита и кварца, с одной стороны, и сульфидов — с другой. По его мнению, кристаллизация сульфидов относится к позднему этапу, и в общих чертах довольно отчетливо намечается наложение сульфидного оруденения на вольфрамитовое. Следует напомнить и замечание С. С. Смирнова (1944) о том, что иногда «...стандартные гипотермальные вольфрамово-кварцевые месторождения Забайкалья несут вполне отчетливые признаки наложения более поздних низкотемпературных стадий минерализации...».

Говоря же о флюоритовых месторождениях Забайкалья, С. С. Смирнов указывал, что можно «...рассмотреть их, а на это есть известное основание, как позднейшие продукты того же самого процесса, на ранних стадиях которого возникли оловянные и вольфрамовые руды...». Это свидетельствует о том, что и С. С. Смирнов по сути дела не видел

разницы между флюоритовой минерализацией в вольфрамитовых и в собственно флюоритовых месторождениях.

Наблюдения показывают, что флюоритовая минерализация в ряде полиметаллических (Кличкинское), оловорудных (Этыкинское), золоторудных и других ранних месторождениях Забайкалья, по-видимому, в основном также является наложенной и соответствует оруденению флюоритовых месторождений. Ярким примером является ряд месторождений Кличкинского рудного поля. Например, на полиметаллическом месторождении Савинское № 5 кальцит-флюорит-цеолитовая минерализация широко проявляется на нижних горизонтах, давая в отдельных случаях довольно крупные обособленные рудные тела (Свирский, Чумаченко, 1966). Эта минерализация, по нашему мнению, соответствует оруденению Гарсонуйского флюоритового месторождения, расположенного в том же рудном поле. Отчетливое наложение флюоритовой минерализации на полиметаллическое оруденение автор статьи наблюдал и на Каменском полиметаллическом месторождении. Таким образом, можно считать, что наложение (телескопирование) одного оруденения на другое — довольно широко распространененное явление в Забайкалье. Оно, несомненно, распространено и в других металлогенических провинциях.

В связи с этим необходимо отметить, что вопрос о наложении одной минерализации на другую является не новым и уже рассматривался некоторыми исследователями. Так, еще А. Сервейра (Cerveira, 1951), разбирая металлогению португальских урановых месторождений и базируясь на изучении их тектоники, приходит к выводу, что в тех случаях, когда оловянная и урановая минерализация ассоциируют в одной жиле, это объясняется их наложением друг на друга. По мнению названного исследователя, урановая минерализация, относимая к альпийской фазе, отложилась в приоткрытых трещинах оловоносных жил, считаемых герцинскими.

К такому же мнению пришли Ж. Жеффруа и Ж. А. Сарсия (Jeffroy, Sarcia, 1958) в отношении французского уранового месторждения Ла-Крузиль, на котором более молодое урановое оруденение наложено на вольфрамовое. В последнее время к выводу о телескопированном характере оруденения на ряде месторождений Рудных гор пришел Бауман (Bauman, 1967) и другие исследователи. В этом районе на отдельных герцинских оловянно-вольфрамовых месторождениях фиксируется наложенная гематит-баритовая и барит-флюоритовая минерализация, связанная с альпийским магматизмом.

Возвращаясь к рассмотрению происхождения флюорита на вольфрамитовых месторождениях Забайкалья, следует указать на возможные магматические источники флюоритовой минерализации. По-видимому, можно считать установленным, что флюоритовая минерализация, сингенетичная с вольфрамитовым оруденением, является продуктом гранитоидной магмы. Между тем вопрос о магматическом источнике наложенной флюоритовой минерализации является спорным и еще окончательно не изученным. По ряду косвенных признаков (субщелочной — основной состав дорудных даек и т. п.) можно предполагать, что в генетическом отношении наложенный флюорит, возможно, связан с базальтоидной магмой.

Установление на вольфрамитовых месторождениях Забайкалья наложенного типа флюоритовой минерализации имеет не только значение в решении ряда теоретических вопросов, но и практическое значение при оценке перспективности на глубину новых вольфрамитовых месторождений. Исходя из того, что в Забайкалье существует региональная обратная вертикальная зональность эндогенного оруденения с уровня-

ми интенсивной минерализации (Корытов, 1968а) и контрастная обратная вертикальная пульсационная зональность на многих вольфрамитовых месторождениях (Джидинское, Букукинское, Белухинское и др.), можно считать наиболее перспективными на глубину те вольфрамитовые месторождения, которые на дневной поверхности в рудах не содержат или содержат в незначительном количестве наложенную флюоритовую минерализацию.

Если же вольфрамитовые месторождения на поверхности представлены рудами с относительно большим содержанием наложенной флюоритовой (а также полиметаллической) минерализации, то есть основание относить их к менее перспективным на вольфрам, так как верхние, наиболее вольфрамитоносные части этих месторождений в значительной степени срезаны денудацией. Однако можно предполагать, что некоторые из таких вольфрамитовых месторождений имеют определенные перспективы для обнаружения на их глубоких горизонтах, а также на их флангах промышленных скоплений флюоритового, полиметаллического, а также других типов наложенного оруденения. На это указывает, например, открытие Жетковского флюоритового месторождения, расположенного вблизи Белухинского вольфрамитового месторождения. Одновременно следует подчеркнуть, что для поисков новых крупных (особенно слепых) флюоритовых месторождений перспективны и те районы Забайкалья, в которых имеются пока лишь только одни вольфрамитовые месторождения с рудами, содержащими наложенный флюорит. Очевидно, в известной степени прав был Ю. А. Билибин (1961), указавший, что месторождения флюорита в Забайкалье „следует искать в пределах оловянно-вольфрамовых структурно-металлогенических зон". С этих позиций, по нашему мнению, определенные перспективы для обнаружения крупных флюоритовых месторождений (особенно слепых) имеет Джидинский рудный район, а также ряд районов Центрального Забайкалья (Хапчерангинский, Чикойский, Ингодинский и др.). В указанных рудных районах особенно благоприятными будут те площади, на которых устанавливаются поперечные северо-западные и субмеридиональные разломы и места их пересечения с продольными разрывными нарушениями. Именно такими структурами, как показывает анализ (Корытов, 1968б), в Забайкалье контролируются все наиболее крупные месторождения флюорита, а также месторождения других полезных ископаемых, в том числе и вольфрама.

ЛИТЕРАТУРА

Барабанов В. Ф. 1961. Минералогия вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. Изд. ЛГУ.

Барабанов В. Ф., Г. Н. Гончаров. 1967. К вопросу о зависимости спектров люминесценции флюорита от его генезиса. ДАН СССР, т. 173, № 6.

Билибин Ю. А. 1961. Основные черты мезозойской эндогенной металлогении Восточного Забайкалья. Избранные труды, т. III. М., Изд. АН СССР.

Доломанова Е. И. 1959. Оловянно-вольфрамовые месторождения Ингодинского рудного узла и их генетические особенности. Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 23. М., изд. АН СССР.

Дружинин А. В. 1962. О гипогенном замещении рудных и жильных минералов в рудах вольфрамовых месторождений Восточного Забайкалья. «Изв. высш. учебн. заведений», сер. Геол. и разведка, № 9.

Корытов Ф. Я. 1968а. Первичные уровни интенсивного оруденения и их отражение в современном рельефе (на примере Забайкалья). «Изв. высш. учебн. заведений», сер. Геол. и разведка, № 12.

Корытов Ф. Я 1968б. Зоны мезозойских разломов Забайкалья и их роль в размещении флюоритовых месторождений. «Геотектоника», № 6.

Левицкий О. Д. 1964. Вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья. В кн.: «Геология рудных месторождений Забайкалья». М., изд. «Наука».

Повилайтис М. М. 1960. Основные черты минералогии Джидинского молибдено-вольфрамового месторождения. Изд. АН СССР.
Свирский М. А., Н. М. Чумаченко. 1966. Об изменении состава руд с глубиной на Савинском № 5 месторождении (Восточное Забайкалье). «Геол. рудн. месторожд.», № 2.
Смирнов С. С. 1944. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. Госгеолиздат, М.—Л.
Baumann L. 1967. Zur Frage der varistischen und postvaristischen Mineralisation im Sachsischen Erzgebirge. Freiberger Forschungsh., C., Nr. 209.
Cerveira A. 1951. Sobre a metalogenia do uranio en Portugal. Bol. soc. geol. Portugal, vol. VIII.
Jeffroy et J. A. Sarcia. 1958. La notion de „gite epitermal uranifere" et les problemes quelee pose. Bull. Soc. Geol. France, ser. 6, t. 8, No 3.

ВОЛЬФРАМ В ГЕНТГЕЛЬВИНСОДЕРЖАЩИХ ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАСОМАТИТАХ

С. В. Металиди

Трест «Киевгеология» МГ УССР

Щелочные метасоматиты с гентгельвиновой и вольфрамитовой минерализацией генетически связаны со сложным комплексом субщелочных гранитоидных пород верхнепротерозойского возраста, распространенных в пределах тектонической зоны окраинной части щита.

Становление этого комплекса сопровождалось интенсивной постмагматической деятельностью — автометасоматическими и метасоматическими процессами щелочной и кислотной стадий. Последние и обусловили появление в метасоматитах разнообразной редкометальной и полиметаллической минерализации: бериллия, ниобия, тантала, олова, вольфрама, редких земель, тория, циркония, свинца, цинка, молибдена, германия, меди, кадмия и др.

Главенствующее положение среди метасоматических пород тектонической зоны занимают так называемые пержанские граниты, образовавшиеся в результате площадной калишпатизации гранитоидов различных комплексов. С процессами этого этапа связана редкометальная минерализация с довольно равномерной рассеянной вкрапленностью рудных минералов, образующей крупные минерализованные зоны со сравнительно низкими, но устойчивыми содержаниями полезных компонентов.

Выделяются следующие парагенетические ассоциации.

1. Тантало-ниобий-циркониевая минерализация, связанная с основной массой пержанских гранитов. Характеризуется рассеянной мелкой вкрапленностью колумбита, танталита, циркона, циртолита. Содержание колумбита повсеместно составляет 20—1100 *г/т*, циркона — 0,2—2 *кг/т*.

2. Тантало-ниобий-бериллиевая минерализация приурочена к участкам более интенсивно окварцованных пержанских гранитов — фенакитоносными гранитами. Характеризуются равномерной вкрапленностью фенакита, колумбит-танталита, образующей минерализованные зоны мощностью 50—70 *м* при протяженности более 5—6 *км*.

3. Вольфрамовая минерализация в форме небольших рудопроявлений вольфрамита в ассоциации с колумбитом и касситеритом. Содержания вольфрамита достигают более 8 *кг/т*. Эти проявления и акцессорная вкрапленность вольфрамита в пержанских гранитах явились источниками для формирования россыпей. Содержание вольфрамита в них достигает 4,5 *кг/м*^{3}.

Наиболее интересны рудопроявления вольфрама, связанные с последующим этапом метасоматических процессов, являющихся дальнейшим закономерным и непосредственным развитием предыдущего этапа. В результате этих процессов, наиболее интенсивно проявившихся в пределах узких (первые метры — первые десятки метров), локальных зон, происходит почти полное преобразование пород с возникновением довольно четкой метасоматической зональности, вплоть до появления мономинеральных фаций метасоматоза. По количественным соотношениям минералов и характеру ведущих породообразующих процессов можно выделить следующие типы метасоматитов.

1. Метасоматиты кварц-полевошпатового и полевошпат-кварцевого состава.

2. Метасоматиты существенно полевошпатового (альбит-калишпатового, редко калишпат-альбитового) состава.

3. Метасоматиты ослюденелые (кварц-слюдисто-полевошпатовые, слюдисто-кварц-полевошпатовые, редко слюдисто-полевошпатовые).

4. Метасоматиты слюдисто-кварцевые до кварцево-слюдяных (грейзены).

5. Метасоматиты интенсивно оруденелые, кварц-гентгельвин-полевошпатового (существенно альбитового) до кварц-полевошпат-гентгельвинового состава.

6. Кварц-гентгельвиновые и гентгельвин-кварцевые жилы и прожилки.

7. Кварц-микроклин-амазонитовые и микроклин-амазонитовые жильные пегматоидные выделения.

По результатам химических и спектральных анализов метасоматиты представляют собой алюмосиликатные щелочные породы с повышенными содержаниями железа, магния, кальция, бериллия, цинка, циркония, олова, тантала, вольфрама, ниобия, редких земель и щелочных металлов.

Особый интерес представляет повышение общего уровня содержаний W в бериллиеносных метасоматитах, концентрация которого четко фиксирует границы распространения тел метасоматитов. Так, если вмещающие пержанские граниты характеризуются тысячными долями процента вольфрама, то содержание его в метасоматитах возрастает с 0,02% до 0,5%.

Характерна приуроченность наиболее высоких содержаний вольфрама к центральной части богатых гентгельвином существенно полевошпатовых (альбит-калишпатовых) метасоматитов. Периферия рудных тел сложена биотит-кварц-микроклиновыми метасоматитами с содержанием вольфрама 0,01—0,5%.

Выявленные рудопроявления вольфрама в метасоматитах вскрыты отдельными скважинами, но и до сего времени* не оконтурены, и не выяснен характер и масштаб оруденения.

В связи с определением поисковых критериев вскрытой бериллиевой минерализации изучены ореолы рассеяния значительного количества элементов, сопровождающих оруденение, а также вещественный состав, структура ореолов и корреляционная зависимость с бериллием.

В числе других элементов вольфрам образует вокруг тел метасоматитов четкие, в большинстве случаев повторяющие форму метасоматической залежи ореолы рассеяния, по протяженности не превышающие длину тел по падению. Ореолы рассеяния имеют симметричное строение, обусловленное постепенным уменьшением концентраций вольфрама к периферии тел метасоматитов. Форма кривых рассеяния до-

* Ноябрь 1968 г. — *Ред.*

вольно сложная и в целом близка к логарифмически-нормальным кривым, что указывает на преимущественную роль диффузии в формировании ореолов.

Вместе с тем резко повышенная концентрация вольфрама в узких локальных участках интенсивной трещиноватости свидетельствует об инфильтрационном перемещении его. Следовательно, ореолы рассеяния вольфрама имеют диффузионно-инфильтрационную природу.

Вольфрам в ореолах рассеяния, как показывает микроскопическое изучение шлифов и результаты химического и минералогического анализов проб, представлен вольфрамитом, и лишь ничтожная часть вольфрама связана с другими минералами.

Предварительно установлено, что вольфрамит в метасоматитах формировался на стадии альбитизации второго этапа.

Определена положительная корреляционная связь вольфрама с бериллием, оловом, свинцом, цинком, что является надежным критерием для поисков месторождений вольфрама.

Однако в отличие от известных метасоматически измененных гранитов с богатым вольфрамовым оруденением и подчиненной бериллиевой минерализацией в описываемом типе метасоматитов вольфрам играет подчиненную роль. В то же время наличие участков с высокой концентрацией вольфрама позволяет ожидать выявления и более крупных рудопроявлений его в метасоматитах района.

ВОЛЬФРАМИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧИТИНСКОЙ ОБЛАСТИ И ВОЗМОЖНОСТИ РАСШИРЕНИЯ ИХ ПЕРСПЕКТИВ

Ф. М. Морозов, М. Д. Скурский, А. М. Гребенников

Читинское геологическое управление

Основная часть вольфрамитовых месторождений находится в центральной части оловянно-вольфрамового пояса, выделенного С. С. Смирновым. До 1958 г. в области эксплуатировалось 6 месторождений, из которых получался высокосортный вольфрамитовый концентрат. Большинство объектов вольфрамовой минерализации в области относятся к четырем группам рудных формаций: касситерито-вольфрамито-кварцевой — 84, апогранитовой и грейзеновой — 20, шеелито-скарновой — 13 и вольфрамит-сульфидно-касситеритовой — 1. Из известных 20 вольфрамитовых месторождений 14 представлены в основном касситерито-вольфрамито-кварцевой и вольфрамито-кварцевой формациями (составляя 20% всех учтенных запасов трехокиси вольфрама), 3 — грейзеновой и апогранитовой (80% запасов), 2 — скарновой и 1 — сульфидной.

Вольфрамовое оруденение относится к мезозойской металлогенической эпохе и связано главным образом с начальным этапом мезозойской тектоно-магматической деятельности. При этом вольфрамовое оруденение получило развитие в метасоматический и гидротермальный этапы эндогенного рудообразования, на которые приходится более 90% от общего количества вольфрамовых объектов области, в том числе все месторождения с балансовыми запасами. В последние годы вольфрамовые рудопроявления и месторождения установлены в полиметаллическом и вольфрам-золото-молибденовом рудных поясах.

Основными районами распространения вольфрамовых месторождений являются Чикойский, Агинский и Кукульбейский рудные районы, где известен целый ряд рудных узлов. Наиболее значительным вольфрамовым месторождением Читинской области является штокверковое месторождение вольфрамоносных альбитизированных и грейзенизированных гранитов (апогранитов). Оно исключительно благоприятно для открытой разработки. На втором месте по значимости следуют месторождения вольфрамито-кварцевой формации. Остальные разведанные месторождения в общем сравнительно мелкие.

По разведенным запасам вольфрама Читинская область занимает одно из ведущих мест в Союзе. В области известно 20 месторождений, 135 рудопроявлений и более 700 точек вольфрамовой минерализации, большинство из которых расположены в благоприятных экономических условиях. В забайкальских месторождениях вольфрам представлен главным образом вольфрамитом, что весьма ценно. Наряду с собственно вольфрамитовыми месторождениями широко распространены касситерито-вольфрамовые месторождения. Известный интерес представляют низкотемпературные вольфрамовые месторождения с киноварью и антимонитом. Среднее содержание вольфрама по основным месторождениям колеблется в пределах 0,33—1,84%. Генетически месторождения связаны с мезозойскими интрузиями, представленными преимущественно лейкократовыми биотитовыми гранитами и гранодиоритами.

Месторождения локализуются в пределах эндо- и экзоконтактов этих интрузий. Преимущественно все вольфрамовые месторождения области являются комплексными. Для Джида-Хилок-Нерчинского вольфрам-золото-молибденового рудного пояса, выделенного в последнее время, характерно повышение акцессорного молибдено-бериллиевого и висмутового оруденения, иногда сопровождаемого флюоритовой минерализацией. Центральная часть оловянно-вольфрамового пояса отличается наличием касситеритовой, тантало-ниобиевой и в меньшей мере акцессорной бериллиево-висмутовой минерализации. Попутная добыча редких элементов на некоторых вольфрамовых месторождениях выдвинет горнообогатительные предприятия в высокорентабельные, окупаемость строительства которых равна 5—10 годам работы горнообогатительных комбинатов. Вблизи вольфрамовых и оловянно-вольфрамовых рудных месторождений часто встречаются небольшие вольфрамитовые и шеелитовые, иногда касситеритово-вольфрамитовые или касситеритово-шеелитовые россыпи элювиально-делювиального и аллювиального типов.

Оловянно-вольфрамовый рудный пояс. Здесь установлено пять крупных оловянно-вольфрамовых рудных районов — Чикойский, Южно-Даурский, Дурулгуевский, Агинский, Кукульбейский. В каждом из этих рудных районов насчитывается по нескольку вольфрамовых, оловянно-вольфрамовых и оловянных месторождений, десятки рудопроявлений, точек вольфрамовой и оловянно-вольфрамовой минерализации.

Краткая характеристика каждого из вышеотмеченных рудных районов и перспективы выявления в них новых промышленных месторождений сводятся к следующему.

Агинский рудный район. В этом районе находится самое крупное в Забайкалье месторождение, а также девять вольфрамовых и оловянно-вольфрамовых рудопроявлений и 56 точек проявления вольфрамовой минерализации.

Наиболее крупное месторождение представлено вольфрамитосодержащими грейзенами, альбитизированными и грейзенизированными

гранитами и кварцево-вольфрамитовыми жилами в песчано-сланцевых породах среднего протерозоя.

Месторождение приурочено к апикальной части штока мусковитовых гранитов и представлено альбитизированными и грейзенизированными гранитами с мелкой почти равномерной вкрапленностью и гнездообразными скоплениями вольфрамита, а также кварц-вольфрамитовыми жилами и прожилками.

Основное промышленное значение (98,5% запасов) имеют оруденелые граниты, апограниты, образующие в эндоконтакте интрузии пологопадающую (15—25°) залежь мощностью от десятков до сотни метров. Размеры ее в плане почти изометричны и достигают нескольких сотен метров.

Полезными компонентами в рудах являются вольфрамит, колумбит-танталит и другие редкие элементы. В виде изоморфной примеси в вольфрамите содержится 0,3% тантала.

Имеющийся фактический материал позволяет считать возможным существенное увеличение запасов вольфрама этого месторождения. Основанием к такому заключению являются следующие данные.

1. На западном фланге месторождения промышленное оруденение не оконтурено. Здесь по трем фланговым скважинам отобраны лишь одиночные пробы, и, более того, эти пробы показали хорошее промышленное содержание вольфрама. Неоконтуренными являются также северный и южный фланги месторождения.

2. В породах кровли рудного тела по 14 скважинам установлено промышленное содержание трехокиси вольфрама (в основном более 0,3—0,62%), однако систематического опробования пород кровли не производилось. Более того, даже по рудным телам по ряду скважин опробование начато и остановлено в кондиционных рудах, т. е. опробование и подсчет запасов проведены не на полную мощность рудного тела.

3. Установленная танталоносность вольфрамитовых руд месторождения и возможность промышленного извлечения этого элемента делают необходимым дать новую технико-экономическую оценку рудам месторождения и составить новые, более низкие кондиции на трехокись вольфрама с учетом их комплексного использования. Снижение кондиций в свою очередь дает возможность вовлечь в промышленное использование более бедные вольфрамовые руды, считающиеся пока забалансовыми.

4. Многие из выявленных геофизических аномалий и вторичных ореолов рассеяния вольфрама, олова, лития, ниобия, расположенных в непосредственной близости от месторождения, не проверены горными или буровыми работами. Не пройдены и структурные скважины с целью выявления рудных тел, подобных известному месторождению.

В пределах Агинского рудного района в целом возможно существенное увеличение сырьевой базы вольфрама. Так, известные россыпи не получили должной оценки их перспектив. Значительный интерес в этом рудном районе представляет Уронайский рудный узел. Здесь известно 29 вольфрамовых рудопроявлений и точек минерализации преимущественно скарнового типа. Скарны состоят из граната, кварца, кальцита, плагиоклаза, пироксенов, флюорита, шеелита, сульфидов.

В ряде проявлений содержание трехокиси вольфрама по штуфному опробованию колеблется от 1 до 3,95%; содержание флюорита составляет первые проценты и в отдельных рудопроявлениях достигает 20%.

Содержание шеелита в шлиховых пробах, отобранных из верхнего делювиального слоя отдельных падей, дренирующих эти рудопроявления, составляет более 100—150 *г/м*³.

Все эти данные, а главное высокое содержание вольфрама в скарнах, позволяют рассчитывать на нахождение здесь вольфрамовых месторождений промышленного значения.

Наибольший интерес здесь представляют прежде всего рудопроявления по правому и левому борту пади Харгуйтуй, на водоразделе падей Хадакта и Харгуйтуй, а также Булакское и Уранайское рудопроявления.

Дурулгуевский рудный район. Здесь имеется два вольфрамовых месторождения, десять рудопроявлений и 13 точек вольфрамовой минерализации.

Месторождения, рудопроявления и точки минерализации относятся к вольфрамито-кварцевой рудной формации. Перспективы этого рудного района далеко не исчерпаны. Отдельные рудопроявления представляют собой густую сеть кварцево-вольфрамитовых прожилков в метаморфизованных песчано-сланцевых породах с содержанием трехокиси вольфрама 0,2—0,4%. Эти данные свидетельствуют о возможности выявления в районе промышленных штокверковых и жильных вольфрамовых месторождений. Не получили должной оценки и россыпи в районе известных месторождений.

Наибольший интерес представляют первое и второе Меджегинские рудопроявления. На первом Меджегинском рудопроявлении на площади 1 *км*² находятся 2 штокверкоподобные кварцевые зоны с вольфрамитом и десять кварцево-вольфрамитовых жил. Мощность рудных зон достигает 50 *м*. Протяженность жил зон не известна. Среднее содержание вольфрама и олова не установлено, по имеющимся данным содержание трехокиси вольфрама 2,8, олова — 5,81%.

Второе Меджегинское рудопроявление представляет собой грейзенизированные песчаники и сланцы, пронизанные кварцевыми прожилками с вольфрамитом, касситеритом, сульфидами. Содержание олова 1,6%, трехокиси вольфрама — 3,2%.

Кукульбейский рудный район включает четыре вольфрамовых месторождения, 21 рудопроявление и 48 точек вольфрамовой минерализации преимущественно кварцево-вольфрамитовой формации. Белухинское, Букукинское, Антоновогорское и Арбуйское месторождения достаточно изучены, масштабы их незначительны.

Отдельные рудопроявления и ряд точек вольфрамовой минерализации с содержанием трехокиси вольфрама 0,8—1,2% слабо изучены и несомненно заслуживают постановки поисково-оценочных работ. Это рудопроявления Изюбриное, Очеканское, Халтуйское, Хурбулкское. Прежде всего представляет интерес Ингариитинское проявление, где в делювиальных развалах кварцево-вольфрамитового состава содержание вольфрамита составляет 1—1,2%.

Заслуживает проверки также вольфрамовое проявление, расположенное на западном склоне горы Букука. Здесь в измененных гранодиоритах установлен вольфрам в количестве 1% трехокиси вольфрама.

Чикойский рудный район включает в себя три вольфрамоловянных рудных узла — Шумиловско-Горначихинский, Крестовско-Сенькинский и Верхне-Чикойский, а также ряд рудопроявлений и месторождений вольфрама, не входящих в эти узлы.

В каждом из рудных узлов имеются мелкомасштабные месторож-

дения, десятки рудопроявлений и рудных точек кварцево-вольфрамитовой формации и формации вольфрамоносных грейзенов.

В пределах Шумиловско-Горначихинского рудного узла наиболее интересным в отношении выявления промышленного вольфрамового оруденения является слабо изученное рудное поле Студенческого рудопроявления. Здесь получили широкое развитие кварцево-вольфрамитовые жилы и грейзены в гранитах. Протяженность жил и грейзенов до 290 *м*, мощность от 0,7 до 5 *м*, содержание трехокиси вольфрама в среднем составляет 0,2%.

Кроме того, в пределах рудного поля в гранитах на площади 500×300 *м* установлен кварцево-грейзеновый штокверк с вольфрамитом, касситеритом, флюоритом, циннвальдитом.

Верхне-Чикойский рудный узел характеризуется развитием кварц-вольфрамитовых жил и вольфрамоносных грейзенов. Проведение поисково-разведочных работ целесообразно на таких рудопроявлениях, как Буркальское, Гремучинское, Будунго и др. На Буркальском и Гремучинском рудопроявлениях интерес представляют вольфрамоносные зоны грейзенов мощностью от 10 до 55 *м*, а на рудопроявлении Будунго — купол грейзенизированных вольфрамоносных гранитов и грейзенов. Крупные глыбы вольфрамоносных грейзенов встречены также по левому борту рч. Ашинги.

Значительные масштабы вольфрамоносных грейзенизированных гранитов и грейзенов, неизученность этих объектов позволяют положительно оценить на вольфрам рассматриваемые рудопроявления рудного узла в целом.

Южно-Даурский рудный район. Здесь выделяются три оловянно-вольфрамовых рудных узла — Верхне-Ингодинский, Сохондинско-Букукинский и Былыринский, в которых широкое развитие получили сульфидно-касситеритовые месторождения и рудопроявления, где вольфрам выступает как попутный компонент с содержанием чаще не выше 0,1%.

На данной стадии изученности в рассматриваемом рудном районе интерес представляет лишь грейзеновое рудопроявление, расположенное к ЮЗ от Лево-Ингодинского месторождения. Здесь на протяжении 2,5 *км* прослеживаются вольфрамит- и касситеритсодержащие грейзены. Содержание олова достигает 0,7%, трехокиси вольфрама — до десятой доли процента. Значительные масштабы рудопроявления и его слабая изученность позволяют рекомендовать проведение оценочных работ.

К открытиям 1968 г. относится Угдыринское комплексное оловянно-вольфрамово-кобальто-никелевое месторождение. Здесь в песчано-сланцевых отложениях среднего палеозоя, вблизи контакта с мезозойскими гранитами в рудных зонах установлено вольфрамовое, оловянное, кобальто-никелевое оруденение. Содержания трехокиси вольфрама — от 0,1 до 1%. Мощность рудных зон 5—10 *м*, прослежены по простиранию до 500 *м*.

Полиметаллический рудный пояс. В междуречье рек Газимура и Аргуни не выявлено крупных вольфрамовых месторождений, однако резерв их кроется в наличии сотен совершенно не изученных рудных точек вольфрамовой минерализации.

На рассматриваемой территории вольфрам установлен главным образом в скарнах, реже в кварцевых жилах. Из кварцево-жильных рудопроявлений наибольший интерес представляет Нортуйское, на котором в настоящее время проводятся оценочные работы. Здесь установлена серия кварцево-вольфрамитовых жил протяженностью до 300—500 *м*, мощностью 1—2,5 *м*. Одиночными скважинами жилы про-

слежены на глубину до 200 *м*. Содержание вольфрамита крайне неравномерное и колеблется от сотых долей процента до 3,0%.

Из рудных точек вольфрамовой минерализации, связанной с кварцевыми жилами, следует отметить как наиболее перспективные Верхне-Ушмунскую и Моноканскую. Вдоль контакта лейкократовых гранитов и песчано-сланцевых пород на протяжении 200 *м* установлены делювиальные развалы кварца с вольфрамитом, самородным висмутом, касситеритом. Содержание вольфрама иногда достигает 3%.

Моноканское рудопроявление вольфрама представлено делювиальными развалами кварцево-вольфрамитового состава с содержанием вольфрамита до 2—3%. Оно также не изучено.

Скарновые проявления изучены весьма слабо, подчас имеются лишь указания о наличии шеелита, сведения о содержании его отсутствуют. Прежде всего должны представлять интерес те из них, которые характеризуются значительными масштабами шеелитоносных скарнов.

Исходя из этого наиболее перспективными являются Остринское и Арбуканское рудопроявления. Остринское представлено двумя зонами шеелитоносных скарнов размером 400×100 *м*, приуроченными к ксенолиту карбонатных пород в гранитах.

На Арбуканском проявлении шеелитоносные скарны развиты среди известняков и сланцев на площади 700×250 *м*.

Вольфрам-золото-молибденовый рудный пояс. В последние годы накапливается все больше материала в пользу выделения Джина-Хилок-Нерчинского вольфрамово-золото-молибденового рудного пояса. В нем при общем распространении молибдена в северо-восточном фланге от г. Читы преобладают золоторудные месторождения. Этот регион С. С. Смирновым был определен как золото-молибденовый. Анализ геологических материалов позволяет высказать мнение о его перспективности на вольфрам. Здесь имеется ряд точек вольфрамовой минерализации, представленных кварцево-вольфрамовыми жилами и вольфрамоносными скарнами. Наиболее интересными в промышленном отношении могут оказаться Лево-Амуджиканское и Мало-Кудечинское вольфрамовые рудопроявления, расположенные в Могочинском районе. Пока же на этих участках установлены делювиальные кварц-вольфрамитовые развалы. Содержание вольфрама в них колеблется от 0,1 до 3,9%.

Необходимо отметить, что в пределах этой территории имеются скарны с шеелитом, которые, как и рудопроявления кварцево-вольфрамитовой формации, не получили промышленной оценки.

Наибольший практический интерес на вольфрам приобретает юго-западный фланг вольфрам-золото-молибденового пояса, где известно к настоящему времени два крупных месторождения. Несмотря на то, что эти месторождения находятся на значительном удалении друг от друга (около 500 *км*), они обладают некоторым сходством, которое выражается прежде всего в единой гюбнерит-молибден-редкометальной рудной формации. К тому же месторождения обладают однотипной горизонтальной зональностью, выраженной в смене при движении к периферии рудоносного гранитного массива молибденовой минерализации редкометальной и затем вольфрамовой, обусловленной разными фазами постмагматического процесса. Особенностью сравниваемых месторождений является и то, что вольфрам в них присутствует в гюбнерите.

Наличие кварц-гюбнеритовой рудной формации в Джида-Хилокской зоне служит отличительной особенностью от кварц-касситерит-вольфрамитовой формации оловянно-вольфрамитового пояса С. С. Смир-

нова, что обусловлено разной историей геотектонического развития этих рудных поясов.

Вольфрамовые месторождения этой зоны возникли в мезозойское время среди консолидированных каледонских сооружений в условиях интенсивной тектонической активизации последних, выражающейся в сводообразовании, развитии многочисленных сбросов и сдвигов, служивших магмоподводящими и рудоконтролирующими структурами.

Одно из месторождений этой зоны генетически связано с одноименным двухфазным гранитным массивом. Первая его фаза сложена порфировидными биотитовыми гранитами, которые по своему генезису ближе стоят к метасоматическим образованиям. Вторая фаза представлена среднезернистыми лейкократовыми гранитами. Месторождение представлено кварц-гюбнеритовыми жилами, локализованными в пределах юго-западной части гранитного массива и приуроченными к пологопадающим на юго-восток трещинам. В морфологическом отношении рудоносные трещины представляют протяженные пологие сколы со слабоволнистой поверхностью как по простиранию, так и падению. Это обусловливает раздувы и пережимы кварцевых жил. Как правило, раздувы выполнены жильным кварцем, в пережимах же часто проявляется лишь грейзенизация.

Пологие углы падения, перемещения по падению, волнистая поверхность трещин позволяют отнести сколы к категории надвиговых нарушений. Определение плана тектонического напряжения показывает, что главные тектонические усилия располагались в момент рудообразования по линии СЗ—ЮВ и были почти горизонтальными.

Минералогический состав жил сравнительно однообразен. Главную массу жил слагает крупнозернистый кварц, среди которого встречаются: мусковит, флюорит, крупнотаблитчатый гюбнерит, сфалерит, пирит, халькопирит, висмутин и редко шеелит.

Гюбнерит является главным промышленным минералом. Он образует крупнокристаллическую вкрапленность, а также гнездообразные скопления размером 10—30, редко 50 *см*. Распределение гюбнерита в жильной массе весьма неравномерное. Отмечаются некоторые повышенные скопления гюбнерита в позитивных перегибах кварцевых жил.

Содержание трехокиси вольфрама в жилах характеризуется большой изменчивостью: от сотых долей процента до 3,0% (коэффициент вариации 150—180), корреляционная зависимость между содержанием и мощностью отсутствует. Остальные минералы встречаются спорадически и промышленных концентраций не образуют.

Существенное увеличение роли Читинской области в балансе вольфрама по стране следует ожидать в основном путем выявления вольфрамоносных альбит-грейзеновых апогранитов и шеелитовых месторождений скарновой группы формаций. Перспективы открытия скарновых месторождений в области значительны. Поискам месторождений этого типа в Забайкалье все еще уделяется мало внимания. Возможность открытия месторождений апогранитовой и скарновой формаций имеются в Чикойском, Кукульбейском, Агинском рудных районах, Приаргунской и Ундино-Газимурской зонах. Наиболее перспективной в отношении выявления новых месторождений скарновой формации, по имеющимся данным, представляется северо-восточная часть Агинской геоструктурной зоны (район Уронайского хребта). Совершенно недостаточно изучены проявления вольфрамовой минерализации, связанные с низкотемпературным мелкокристаллическим вольфрамитом, с антимонитом и киноварью. Возможности выявления вольфрамовых месторождений этого типа довольно благоприятны.

ЛИТЕРАТУРА

Барабанов В. Ф. 1961. Минералогия вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. Изд. ЛГУ.

Левицкий О. Д. 1939. Вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья. М., изд. АН СССР.

Лугов С. Ф. 1965. Геологические особенности оловянно-вольфрамового оруденения Чукотки и вопросы поисков. М., изд. «Недра».

Щерба Г. П. 1960. Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, изд. АН Каз.ССР.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И СВЯЗЕЙ РУДНЫХ КОМПОНЕНТОВ В КВАРЦ-ВОЛЬФРАМИТОВЫХ ЖИЛАХ ГРЕЙЗЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

(по данным количественных исследований)

Д. В. Рундквист, И. А. Неженский

Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт

Выявление особенностей размещения минерализации в пространстве, т. е. зональности оруденения, является одной из важнейших задач изучения месторождений. Нами были рассмотрены некоторые возможности количественной характеристики зональности. При этом оказалось целесообразным разделить зональность на два типа — непрерывную и прерывную в пространстве.

Непрерывная зональность — это зональность собственно рудных тел, изменение минерализации в пределах которых хотя и может быть резким, тем не менее может рассматриваться как постепенное.

Прерывная зональность — это суммативная зональность месторождений, рудных узлов и т. д., состоящих из отдельных рудных тел, разобщенных целиками вмещающих неминерализованных пород.

В настоящем докладе рассматриваются лишь вопросы характеристики непрерывной зональности — зональности рудных тел — на примере трех типовых грейзеновых месторождений Центрального Казахстана — Нура-Талды, Караоба, Акчатау, отличающихся своим положением по отношению к гранитным интрузиям и по другим признакам, суммированным в работе Д. В. Рундквиста и В. К. Денисенко (1966).

Жилы месторождения Нура-Талды залегают в породах кровли над слепым куполом гранитов, рудные тела месторождения Караоба локализованы непосредственно в пределах куполовидного выступа гранитов, жилы месторождения Акчатау расположены в пределах достаточно эродированного массива гранитов.

Рудные тела месторождений — типичные кварцевые жилы с резкими прямолинейными контактами, сопровождаемые грейзеновыми оторочками различной мощности. Основная рудная минерализация сосредоточена в кварцевых жилах. Состав их комплексный, но относительно простой: 95% кварца, мусковит, флюорит, топаз, пирит, вольфрамит, молибденит, висмутин, самородный висмут, касситерит.

Жилы опробованы бороздовым способом на нескольких горизонтах. Применение количественных методов позволило установить некоторые, по-видимому общие для данного типа месторождений, закономерности.

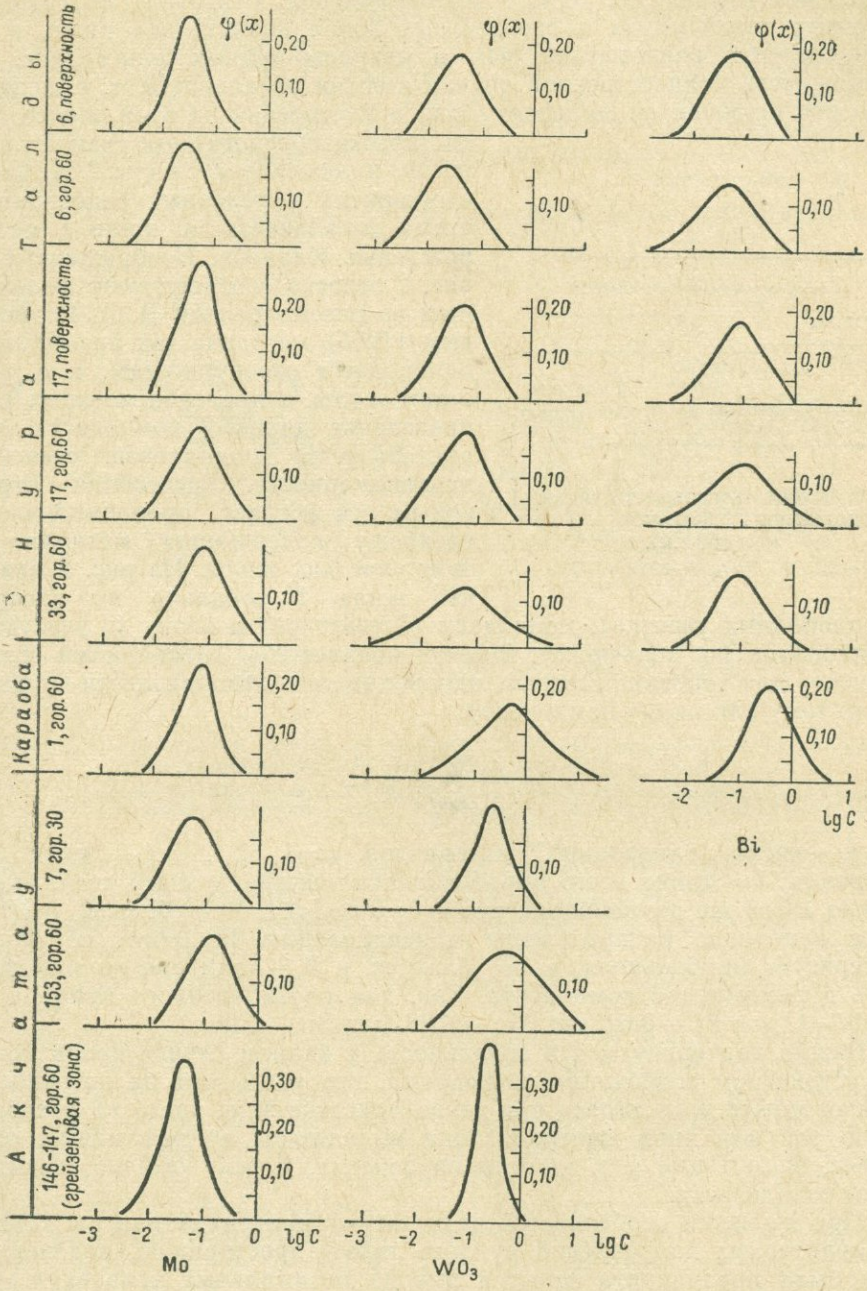


Рис. 1. Функции плотности вероятностей логарифмов условных содержаний рудных компонентов.

Распределение содержаний рудных компонентов противоречит нормальному, но может быть аппроксимировано логнормальным законом. Наиболее равномерно распределен молибден, гораздо значительней дисперсия распределения у вольфрама и висмута. Кроме того, характерно, что в пределах одного месторождения (Акчатау) содержания полезных компонентов в грейзеновых зонах значительно ниже, а их распределение равномернее, чем в кварцево-рудных телах (рис. 1). Возможность количественной оценки степени зональности, т. е. неоднородности размещения минерализации и построения на этой основе статистически обоснованных схем зональности, иллюстрируется рис. 2. На рис. 2 отображена в условных содержаниях схема зональности по жиле 1 месторождения Караоба. Изображенные на рис. 2 отрезки соответствуют выделенным по рассмотренной Д. А. Родионовым (1965) методике так называемым однородным совокупностям, т. е. участкам жилы, в пределах которых распределение данного компонента характеризуется одинаковой степенью неравномерности. Расстояния отрезков от оси абсцисс пропорциональны среднему содержанию металла на этих участках жилы. Из рис. 2 видно, что жила 1 зональна по висмуту (3 однородных участка), молибдену (5 участков) и олову (9 участков) и однородна по вольфраму. Можно предложить специальный коэффициент для оценки степени однородности — незональности рудных тел по тому или иному компоненту:

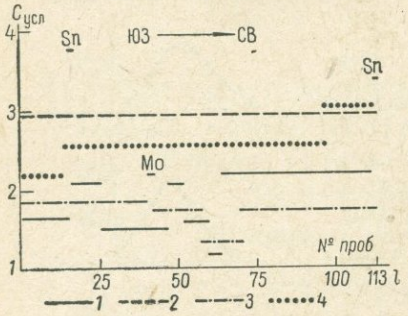


Рис. 2. Схема зональности жилы 1 месторождения Караоба (горизонт 60 *м*).

1 — Sn; *2* — WO_3; *3* — Mo; *4* — Bi.

$$\omega^2 = \sum_{i=1}^{n} \left(\frac{l_i}{l}\right)^2,$$

где n — число „однородных" интервалов, $n = 1, 2, \ldots$; l_i — длина i-го интервала; l — длина всего опробованного участка рудного тела, выраженная в той же размерности, что и l_i; $0 < \omega^2 \ll 1$. Чем больше ω^2, тем более однородно распределение минерализации. Величина $\omega^2 = 1$ характеризует наибольшую, а ω^2, близкая к 0,— наименьшую однородность в размещении компонента. Так, для рассмотренного примера ω^2 для W = 1, для Bi — 0,62, для Mo — 0,28, для Sn — 0,26.

Важно подчеркнуть, что зональность в данном случае проявляется при устойчивом содержании вольфрама, что указывает на неточность, которая может допускаться при характеристике жил, когда по преобладанию той или иной минерализации выделяются вольфрамовые, оловянные, висмутовые и т. д. зоны оруденения, к чему обычно сводятся схемы зональности.

При изучении особенностей размещения минерализации по одному из характерных направлений рудного тела — простиранию, падению — нами была предпринята попытка вывода оптимальных уравнений регрессии, которые мы назвали условно уравнениями, или формулами, зональности.

Выбор оптимальной формы изменчивости минерализации производился по методу наименьших квадратов (с учетом апостериорных весов наблюдений) из пятнадцати различных типов уравнений. Решение задачи показало, что оптимальной формой изменения содержаний по

определенному направлению рудного тела для кварц-вольфрамитовых месторождений является парабола вида $y=a_0+a_1x+a_2x^2+\ldots+a_nx^n$, где y — содержание рудного компонента в пробе; x — расстояние от определенной точки отсчета (например, от крайней опробованной точки на одном из флангов рудной жилы) до места взятия пробы.

Наиболее надежными оказались параболические уравнения для логарифмов содержаний. Надежность таких уравнений 3-й степени и выше не опускается ниже 70%. Наиболее надежны формулы зональности для металлов, дисперсия распределения которых наименьшая. На кварц-вольфрамитовых месторождениях таким металлом является молибден.

На рис. 3 в качестве примера приведена такая параболическая

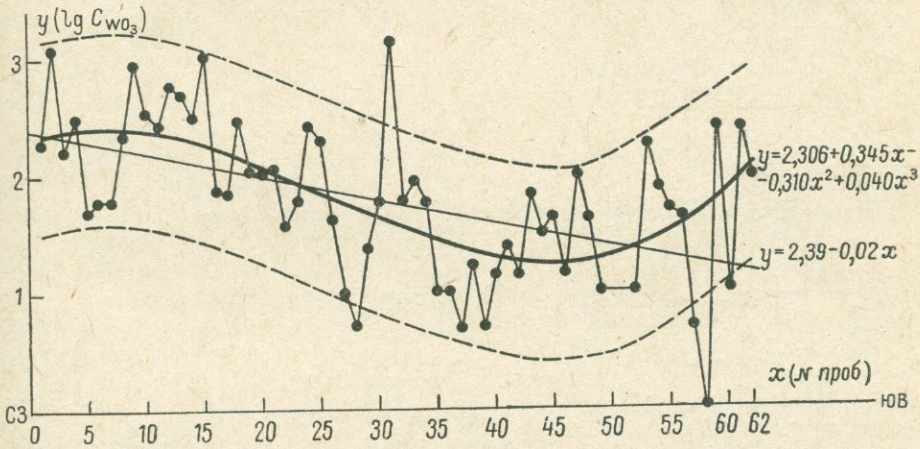


Рис. 3. Параболическая кривая логарифмов условных содержаний WO_3 по жиле 33, горизонт 60 *м*, месторождения Нура-Талды.

Для сопоставления приведен график распределения логарифмов условных содержаний WO_3 и прямая линейной регрессии. Пунктирные линии — 95% доверительные интервалы. Интервал между соседними учтенными пробами 2 *м*.

кривая изменения логарифмов условных содержаний вольфрама (WO_3) по жиле 33 месторождения Нура-Талды и ее уравнение.

Анализ подобных уравнений и построенных по ним графиков дает полную и объективную информацию о наиболее вероятной тенденции изменчивости минерализации по изучаемому направлению в рудном теле.

Для суждения о статистически обоснованной форме изменчивости минерализации в плоскости рудного тела мы строили регрессионные поверхности, или поверхности тренда, путем нелинейной интерполяции содержаний по методу наименьших квадратов и выводили уравнения этих поверхностей, описывающие зональность оруденения в плоскости рудного тела для каждого металла. При этом можно показать, что наиболее приемлемым в данном случае для поисков уравнений поверхностей регрессии содержаний металлов является класс экспоненциальных функций вида $z(x, y)=\exp f(x, y)$, где $z(x, y)_k$ — содержания компонента в k-й пробе, x и y — координаты места взятия пробы: $f(x, y)=a+bx+cy+dxy+ex^2+fy^2+gxy^2+hy^2y+\ldots$

В качестве примера на рис. 4 приведены поверхности регрессии (тренда) четвертого порядка ($m=4$) для содержания вольфрама и висмута по жиле 1 месторождения Караоба (*а*) и вольфрама по апофизе 2 этой жилы (*б*). Как видно из рис. 4, распределение минерализации в плоскости жил полосовое, причем вектор минимальной изменчи-

вости направлен параллельно кровле гранитного массива, а максимальной — перпендикулярно, что, по-видимому, определяется преобладающим влиянием на зональность минерализации вблизи контакта с гранитами температурного фактора.

Поверхности тренда позволяют оценить вероятность распределения содержаний в неизученной или даже в эродированной части жилы.

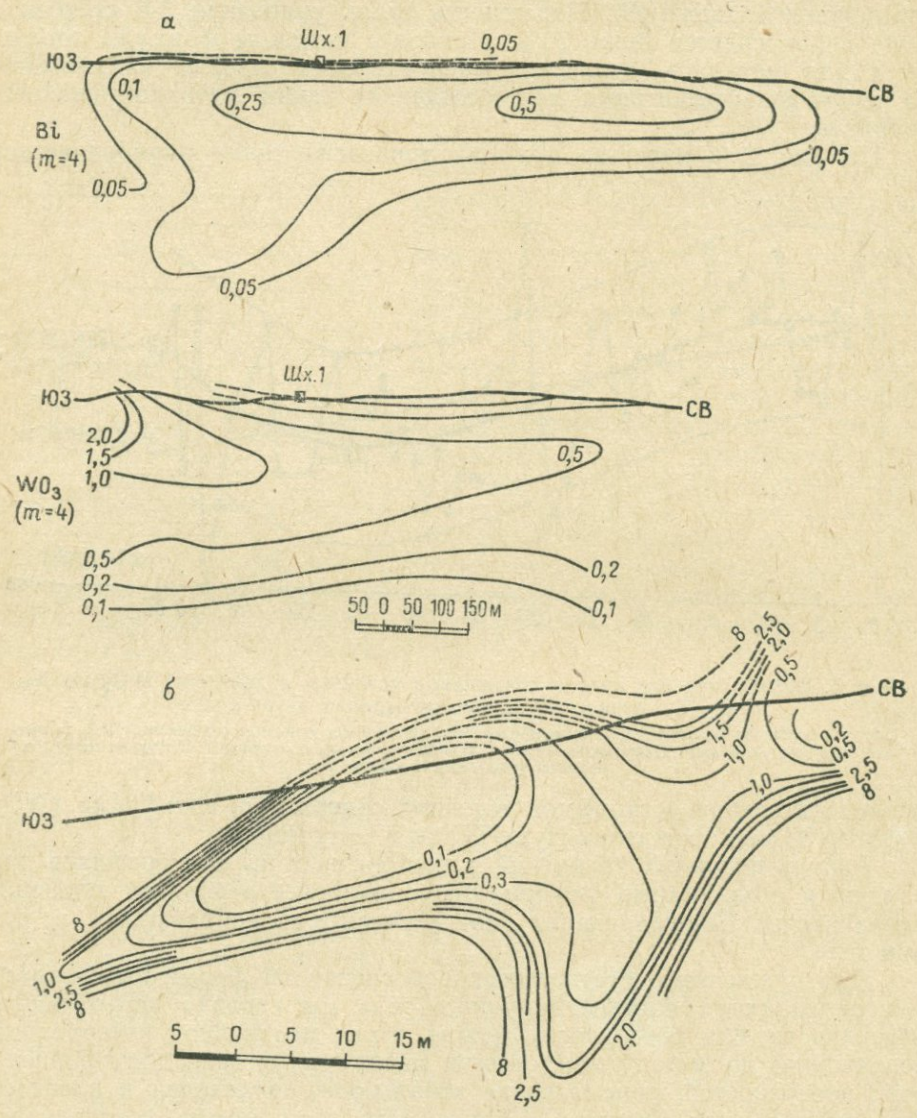


Рис. 4. Регрессионные поверхности (поверхности тренда) содержаний рудных компонентов по жиле 1 месторождения Караоба (*а*) и апофизе 2 этой жилы (*б*).

Например, установлено, что эродирована богатая W часть апофизы 2 (рис. 4,*б*) и т. д. Следует заметить, что расчет таких поверхностей, так же как и кривых изменчивости содержаний по направлению, и других задач, частично рассматриваемых далее, может быть произведен с помощью существующих стандартных программ на электронно-вычислительных машинах.

Решению ряда генетических вопросов может способствовать исследование взаимосвязей между рудными компонентами. Представляется,

что изучение взаимосвязей следует проводить как путем широко применяемого метода линейного корреляционного анализа, так и путем нелинейного анализа, позволяющего судить о форме связи.

На кварц-вольфрамитовых месторождениях коэффициенты корреляции оказались максимальными для каждой сближенной во времени пары компонентов (рис. 5). Эту особенность следует использовать для контроля последовательности минералообразования, намечаемой по взаимоотношениям минералов.

Устанавливается также следующая общая закономерность: в ряду месторождений Нура-Талды — Караоба—Акчатау сила линейной связи по мере перехода в граниты между всеми компонентами возрастает (рис. 5), что свидетельствует о наибольшей степени влияния процессов пульсации и телескопирования при формировании зональности рудных тел месторождений, залегающих в породах кровли, и о наименьшей — месторождений среди достаточно эродированных гранитных массивов.

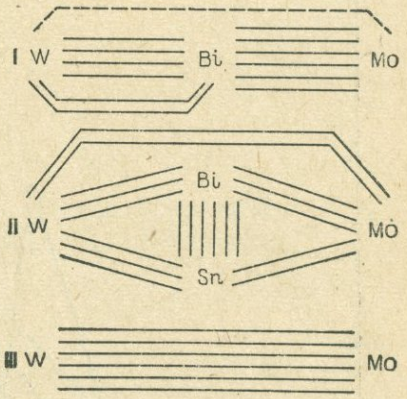


рис. 5. Особенности связи рудных компонентов трех кварц-вольфрамитовых месторождений:
I — Нура-Талды; *II* — Караоба; *III* — Акчатау. Пунктиром показана незначимая связь. Уровень значимости 0,05.

Оптимальной формой связи оказалась параболическая (рис. 6), свидетельствующая об устойчивости лишь качественных взаимоотношений минералов в парагенетических ассоциациях.

Этими же методами может быть выявлена зависимость содержаний рудных компонентов от мощности жил.

Линейный корреляционный анализ позволил установить, что для всех рудных компонентов Акчатауского месторождения (залегающего среди гранитов) линейная зависимость содержаний компонентов от мощности рудных тел однотипна (обратная для кварцевых жил, прямая для грейзеновых зон), а для рудных компонентов месторождения Караоба и особенно Нура-Талды, залегающего среди пород кровли,— различна: она прямая для Bi, Sn, W и обратная для Mo. Последняя закономерность согласуется с наблюдениями о преимущественной, приуроченности минералов Fl—Mu—Mo парагенезиса к зальбандам жил.

Такая особенность связи содержаний с мощностью жил подтверждает сделанный выше вывод о все возрастающей роли процессов пульсации и телескопирования в формировании зональности рудных тел по мере перехода от месторождений III типа (Акчатау) к месторождениям I типа (Нура-Талды).

Исследование связи содержания рудных компонентов от мощности жил методом нелинейного корреляционного анализа позволили установить наличие сложной параболической зависимости содержания от мощности жил (рис. 7) и отметить, что для концентрации минерализации особенно благоприятны участки жил оптимальной мощности. Для месторождения Нура-Талды, например, это 0,50 *м* для Mo и Bi, 0,55 и 0,75 *м* для W.

Попутно отметим, что для изучения влияния на размещение минерализации других рудоконтролирующих факторов также могут быть применены эти методы.

Предшествующими исследованиями для месторождения Нура-Талды в участках жил, залегающих в дайках, были установлены повышенные содержания W при более или менее неизменных средних содержаниях остальных компонентов (Mo, Bi). Мы попытались в качестве первого опыта рассмотреть особенности влияния даек на размещение минерализации на примере тех же объектов с помощью гармонического анализа, при котором сложные кривые распределения содержаний разлагаются на группу (спектр) более простых кривых — синусоид, характеризуемых своими амплитудой и периодом. Результаты гармони-

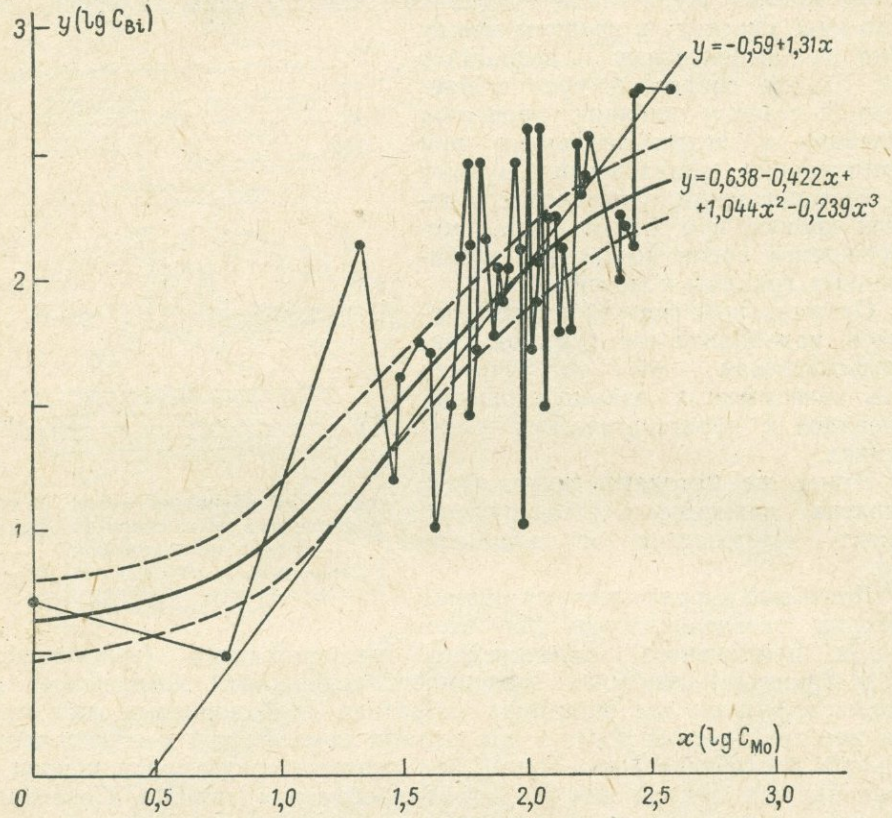


Рис. 6. Параболический характер связи молибдена и висмута в жиле 33, горизонт 60 *м*, месторождения Нура-Талды.

Для сопоставления приведена прямая, описывающая линейную связь, и график изменения логарифмов условных содержаний Bi в зависимости от изменения логарифмов условных содержаний молибдена. Доверительные интервалы 95%.

ческого анализа отражены на рис. 8, из которого видно, что лишь для W и только в участках жил, залегающих в дайках, наблюдается удивительно закономерный спектр кривых распределения содержаний, для всех остальных компонентов спектр, во всяком случае на первый взгляд, беспорядочен. По-видимому, в данном случае влияние даек не только обеспечивало образование в них максимальных концентраций W, но и приводило к определенному упорядочению размещения его содержаний в определенной среде рудоотложения. Однако этот вопрос требует более углубленного рассмотрения.

Таким образом, в дополнение к известным особенностям размещения рудных компонентов в кварц-вольфрамитовых месторождениях Центрального Казахстана методами математической статистики удалось установить также следующие.

1) Распределение рудных компонентов противоречит нормальному, но может быть аппроксимировано логнормальным законом.

2) Наиболее равномерно распределен молибден, более неравномерно — вольфрам и висмут.

3) Помимо степени равномерности распределение каждого компонента характеризуется также другой автономной характеристикой — степенью однородности, или „незональности", размещения.

4) Изменение содержаний рудных компонентов по характерным направлениям рудных тел — простиранию, падению — происходит по параболической форме.

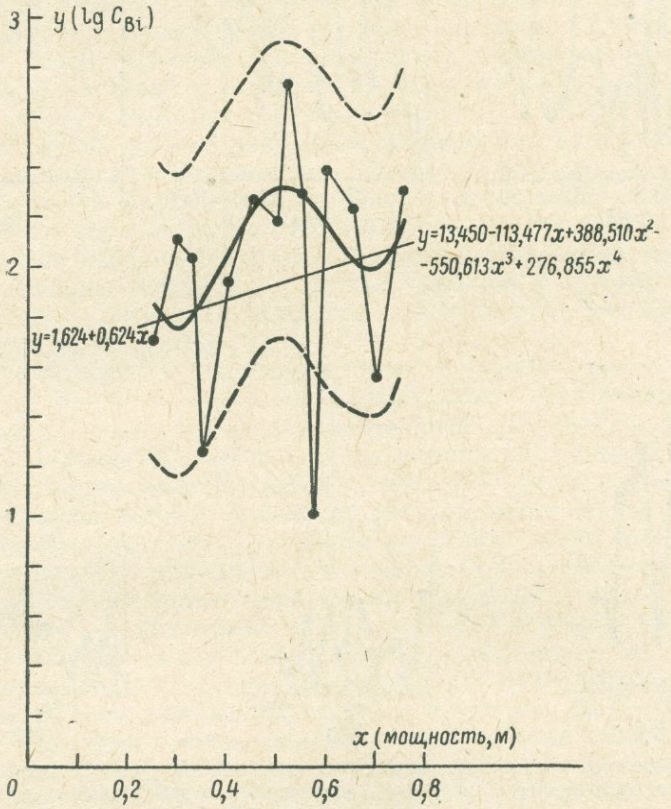


Рис. 7. Параболический характер связи логарифмов условных содержаний Bi с мощностью по жиле 33, горизонт 60 *м*, месторождения Нура-Талды.

Для сопоставления приведена прямая, описывающая линейную связь, и график зависимости между логарифмами условных содержаний Bi и мощностью рудного тела. Доверительные интервалы 95%.

5) Распределение минерализации в плоскости рудных жил характеризуется чередованием обедненных и обогащенных „полос". При этом вектор минимальной изменчивости направлен параллельно, а максимальной — перпендикулярно к кровле гранитного массива.

6) Наиболее тесная линейная зависимость существует между рудными компонентами, сближенными во времени образования, например, для рассмотренных месторождений между W и Bi, Sn и Bi, Mo и Bi.

7) Сила линейной связи между всеми компонентами наибольшая в месторождениях, наименее удаленных от гранитных массивов.

8) Оптимальной формой связи между рудными компонентами является параболическая.

9) Зависимость содержаний рудных компонентов от мощности жил усложняется по мере удаления месторождений от гранитных массивов. Оптимальной формой связи является параболическая. Наиболее благоприятны для оруденения участки жил оптимальной для каждого компонента мощности.

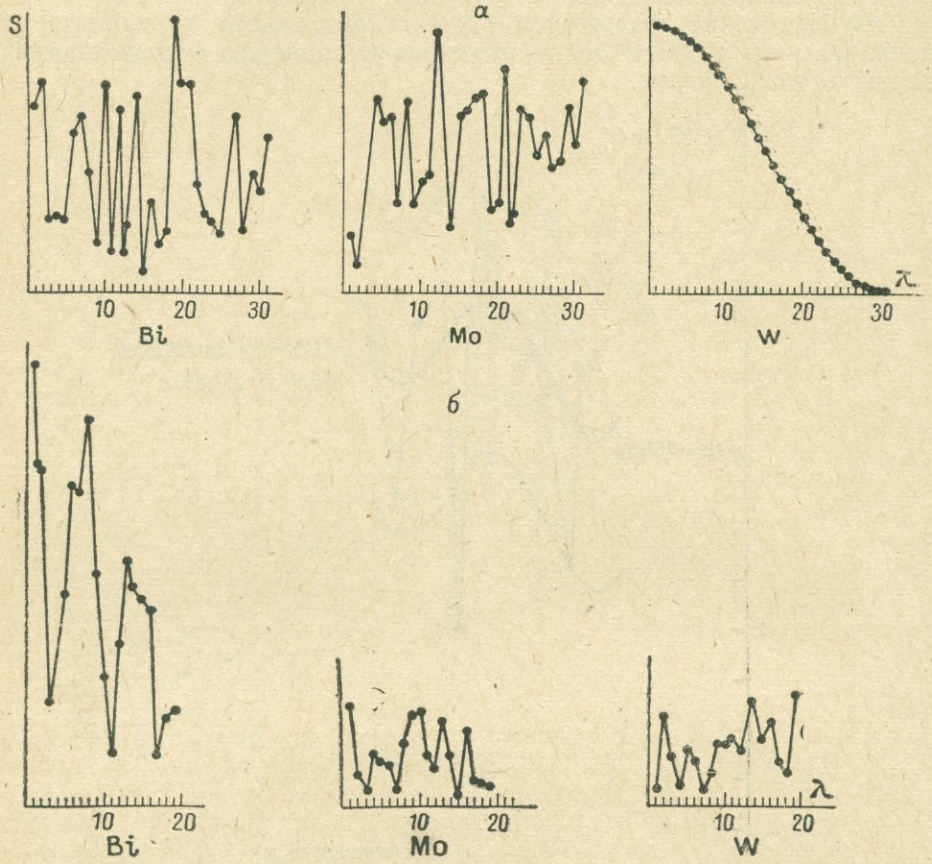


Рис. 8. Спектры кривых распределения содержаний рудных компонентов по жилам месторождения Нура-Талды, залегающим в дайках (*а*) и кварц-серицитовых сланцах (*б*).

S — амплитуда составляющих спектр синусоид; λ — их период.

10) Влияние вмещающих пород на размещение отдельных компонентов может сказываться не только в большей или меньшей концентрации последних в определенной среде, но и в упорядоченном распределении минерализации в ней.

В кварц-вольфрамитовых месторождениях отчетливо устанавливается влияние (в этом смысле) даек на размещение вольфрама и отсутствие такого влияния на размещение остальных компонентов.

ЛИТЕРАТУРА

Родионов Д. А. 1965. К вопросу о статистической теории однородности геологических совокупностей. «Геохимия», № 4.

Рундквист Д. В., В. К. Денисенко. 1966. Отличия вольфрамовых месторождений различных уровней глубинности. В кн.: «Генетические типы, условия образования и закономерности размещения месторождений олова и вольфрама северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса». Материалы симпозиума, посвящен. акад. С. С. Смирнову. Владивосток.

К ПРОБЛЕМЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ НАПРАВЛЕНИЯ ДВИЖЕНИЯ РУДООБРАЗУЮЩИХ РАСТВОРОВ

Н. П. Сенчило

Институт геологических наук АН Каз.ССР

Вопрос о направлении движения рудообразующих растворов является чрезвычайно важным. Без знания вектора перемещения раствора нельзя правильно расшифровать ход и пространственную направленность процессов, происходящих в сложной физико-химической минералообразующей системе. Практическая ценность заключается в том, что по этим данным можно установить закономерности размещения оруденения, предвидеть строение и залегание рудных тел, более эффективно проводить разведку и отработку месторождений.

Нами этот вопрос рассматривался на примере центральноказахстанских вольфрамитовых месторождений Акчатау и Караоба, по которым был собран большой фактический материал в подземных горных выработках на разных горизонтах до глубины 180 *м* от поверхности.

Обсуждаемая проблема постоянно привлекает внимание исследователей. К ее решению подходили с разных позиций и поэтому имеется целый ряд методов анализа. Попытаемся проследить, насколько они пригодны для редкометальных руд.

Методом с большой и сложной историей является кристаллографический метод, предложенный В. Г. Ньюхаузом (Newhouse, 1941). В. Г. Ньюхауз на основании эксперимента показал, что в движущемся растворе кристаллы нарастают больше со стороны, обращенной навстречу потоку, благодаря чему образуются асимметричного строения кристаллы. Установлена более интенсивная растворимость граней также со встречной стороны. Считается, что на встречающих поток гранях нарастают и более поздние минералы. Этот метод был использован целым рядом исследователей (Stoiber, 1946; Engel, 1946, и др.).

Однако еще Г. Г. Леммлейн (1941) указал, что форма кристаллов зависит от положения их в жилах. Глубокие исследования по главному принципиальному вопросу о том, что определяет асимметрию кристаллов — гравитация или движение раствора, выполнил Д. П. Григорьев (1947). Он убедительно показал определяющее значение конвекционных потоков в растворе, которые возникают благодаря силам гравитации. После этих работ многими исследователями с тех или иных позиций в общем было подтверждено мнение Д. П. Григорьева.

Но несмотря на это в последние годы точка зрения В. Г. Ньюхауза вновь стала возрождаться. Так, по Рудному Алтаю В. А. Антонов и А. С. Тарантов (1967) по кристалломорфизму кварца (асимметрия, коррозия, крустификация) пришли к выводу о вертикально-восходящем движении растворов, хотя все их данные можно с не меньшим успехом интерпретировать в пользу сил тяготения.

Г. Б. Жилинский (1965 а, б) поставил ряд вопросов по данной проблеме. Повторив эксперименты В. Г. Ньюхауза, он получил ту же картину эксцентричного нарастания слоев кристаллов. Основываясь на данных этого эксперимента и взяв на вооружение выводы В. А. Антонова и А. С. Тарантова, Г. Б. Жилинский делает заключение, что по кристалломорфизму можно установить направление движения растворов. Вместе с тем, не получив четких данных по вольфрамовым месторождениям Центрального Казахстана, этот автор пришел также и к другому выводу, что редкометальные грейзеновые месторождения мало пригодны для решения рассматриваемого вопроса.

В. Т. Ушаковским и др. (1968) описаны эксперименты по синтезу кварца в восходящем и нисходящем растворах на разноориентированных затравках. Авторы утверждают, что лишь силы гравитации служат причиной асимметричности кристаллов.

Нами наблюдения проводились в 28 пунктах месторождения Акчатау, где были отобраны крупные ориентированные образцы с друзами, сделано несколько сотен замеров ориентировки асимметричности кристаллов кварца, проделаны наблюдения над другими минералами, нарастающими на кварц. В результате выяснилось следующее.

Во всех наблюдаемых случаях крустифицирующие минералы, а также обломки кристаллов располагаются на верхних гранях друзовых кристаллов кварца (рис. 1), а в общем приурочиваются к строго горизонтальной плоскости и, таким образом, являются четкими минералами-«уровнями». Такая закономерность приуроченности минералов-«уровней» к горизонту в самой натуре позволяет утверждать, что рудные тела месторождения Акчатау не смещены в пространстве и находятся в первичном залегании. Этот факт дает основу для анализа движения минералообразующих растворов в пространстве относительно источника и анализа всей системы.

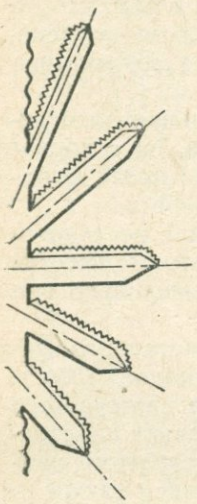


Рис. 1. Формы кристаллов кварца в друзах из рудных жил и грейзенов Акчатау.

Замеры ориентировки асимметричности кристаллов, в частности расположения более развитых их граней, показали, что обычно более развиты, соответственно и более крупные по размерам грани нижней части кристаллов (рис. 1). Таким образом, элементы асимметрии являются геологическим отвесом. Отмеченная закономерная эксцентричность кристаллов указывает на то, что развитие асимметрии кристаллов кварца определяют вертикальные, направленные вниз силы, т. е. силы гравитации. Все это еще раз подтверждает выводы, сделанные Д. П. Григорьевым еще в 1946 г.

Подводя итог беглому обзору работ по кристалломорфизму, приходится констатировать различие, иногда противоположность выводов по одним и тем же фактам, неполную информацию по экспериментам и, видимо, неполноту разработки вопроса в целом. Как видно по публикациям, дискуссия по данному вопросу открылась вновь.

Для того чтобы окончательно разобраться в нем, мы считаем необходимым, во-первых, определить, правомочно ли эксперимент В. Г. Ньюхауза распростанить на природу. Представляется, что это возможно лишь в одном исключительном случае — когда минерал растет на горизонтальной плоскости. Все дело как раз в том, что В. Г. Ньюхауз и его последователи выращивали кристаллы на затравках, закрепленных на предметном стекле, исключая тем самым действие сил гравитации в растворе.

Во-вторых, решая вопрос о применимости кристалломорфологического метода, необходимо провести специальный эксперимент по росту кварца (рис. 2), заключающийся в следующем:

1) выращивать кварц на затравках, представленных его чистыми «симметричными» кристалликами;

2) ориентировать затравочные кристаллы под разными углами в вертикальной плоскости, расположить их в автоклаве так, чтобы все они омывались выдержанной струей раствора (в отличие от выращивания на сфере по В. Т. Ушаковскому, где происходит изменение направ-

ления потока при обтекании сферы, или от кристаллизации на горизонтальной плоскости, когда рост минерала возможен только вверх и в стороны);

3) пропускать растворы в различных направлениях: сверху, снизу и, что наиболее важно, так как, возможно, исключит силы гравитации, — пропускать растворы сбоку. Сопоставляя полученные формы кристаллов с теоретически построенной картиной (рис. 2), когда определяющим должно быть либо лишь движение растворов, либо силы гравитации, мы сможем судить, что же является причиной асимметрии кристаллов;

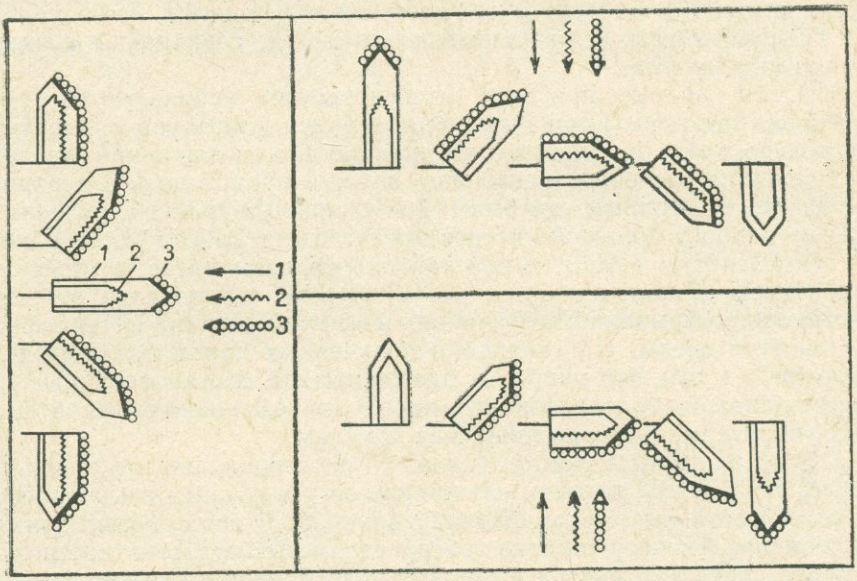


Рис. 2. Теоретическая модель зависимости асимметрии, коррозии и крустификации кристаллов кварца от направления движения растворов.

1 — кварцобразующий раствор — новообразованный кварц; *2* — раствор-растворитель — коррозия граней кристаллов кварца; *3* — раствор иного состава — крустифицирующие минералы.

4) пропускать растворы с разной скоростью движения, чем можно установить взаимодействие сил гравитации и сил, определяющихся разной скоростью потока;

5) пропускать раствор-растворитель также в разных направлениях для изучения эффекта коррозии;

6) пропускать растворы другого состава с целью кристаллизации минералов-крустификаторов, тоже при разнонаправленном протекании.

Получив эти всесторонние результаты, мы сможем твердо сказать о возможностях применения кристалломорфологического метода для целей определения направления движения растворов. Кроме рассмотренного применяется структурный метод (Gross, 1956), в основу которого положено изучение морфологии рудной залежи, структурных особенностей ее боков, мощности рудного тела. У. Х. Гроссом использован также метод минеральной зональности. Здесь в качестве критики достаточно сказать, что в основу интерпретации данных зональности им положена идея В. Эммонса.

В ряде работ наших исследователей используются более конкретные формы изучения минералогической зональности. Так, А. С. Тарантовым и К. Ф. Ермолаевым (1963) предложен «качественно-геометрический метод», отражающий распределение основных рудообразующих элемен-

тов. Из принципиальных недостатков метода отметим хотя бы то обстоятельство, что, по-видимому, правильно векторы направления растворов строить не вкрест, как это делают указанные авторы, а параллельно линиям изосодержаний, отражающим струи концентрации или рассеяния оруденения.

По месторождению Акчатау и некоторым другим объектам Центрального Казахстана В. Г. Боголеповым и В. Е. Бочаровым (1968) делается вывод, что зональное размещение грейзеновых фаций и рудной минерализации обусловлено определенным направлением движения растворов. Авторы считают, что перемещение термогидроколонны происходило в зоне 146 Акчатау с юга на север под пологим, не более 30° углом. Сразу отметим, что этот вывод в принципе совпадает и с полученными нами данными.

Как мы видим, при этих исследованиях используются обычно косвенные признаки результата перемещения растворов и конечно же желательно иметь на вооружении прямые факты движения растворов.

Движение растворов неизбежно должно происходить в верхние горизонты по трещинным системам благодаря градиенту давления. По данному вопросу большой интерес представляет работа И. Н. Широких и И. П. Щербаня (1968), в которой произведены расчеты зависимости температуры стенок канала и коэффициента теплоотдачи от режима течения гидротермального раствора, мощности канала и теплофизических свойств среды. На основании полученных данных авторы делают заключение о том, что наиболее благоприятной обстановкой для протекания процессов преобразования пород является непрерывное поступление гидротермальных растворов по каналам.

Одним их прямых фактов движения растворов, фиксирующих такие каналы, по нашему мнению, служат полости в рудных жилах и грейзенах редкометальных месторождений (рис. 3). В грейзеновых зонах месторождения Акчатау широко распространены полости, достигающие размеров несколько метров в ширину и до 7 *м* протяженностью. Образованы они на месте когда-то монолитного гранита и могли возникнуть как каналы лишь в результате разработки протекающими растворами. Они, как правило, имеют вытянутую форму, достаточно четко устанавливается подводящая часть и обычно конусообразная головная разработанная часть полости. Массовые замеры (свыше ста только по рудному телу 146-й зоны) показали закономерную общую ориентированность полостей (рис. 4), указывающую вектор движения растворов.

На основании этих данных определяется, что движение растворов при формировании 146-й зоны происходило с юга на север с подъемом над горизонтом от 28 до 42°. Это направление хорошо согласуется с ориентировкой рудного тела, объясняет особенности его строения, подчеркивает пологое ленточное распределение оруденения и зональность грейзенов, выявленные Г. Н. Щербой еще в 1946 г., и, как уже отмечалось, близко совпадает с построенным В. Г. Боголеповым и В. Е. Бочаровым вектором движения растворов.

Закономерно расположены полости и в рудных жилах выполнения. Они также являются результатом протекания растворов. 60 замеров полостей по жиле № 1 Караобинского месторождения дают восходящий под 67° вектор с СВ и ЮЗ, что подтверждает общегеологические представления о направленности здесь всей рудно-магматической системы с севера на юг.

Подводя итог изложенному выше, надо подчеркнуть, что существует достаточно большое число различных методов исследования по рассматриваемой проблеме. По нашему мнению, критерием направленности движения растворов может служить сумма или комплекс данных.

После решения первоочередной задачи установления первичного залегания рудных тел (по минералам-«уровням» и «отвесам») необходимо следующее.

1. Учесть данные по зональности оруденения, определив в каждом конкретном случае причину этой зональности.

2. Использовать структурный метод (конфигурация рудных тел по простиранию и падению, перегибы, пережимы и раздувы рудовмещающих трещин).

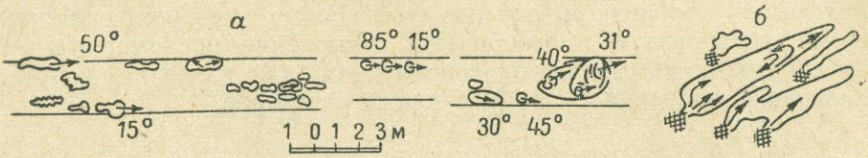


Рис. 3. Строение и ориентировка полостей в грейзенах зоны 146 Акчатау.
а — план (кровля штрека); *б* — разрезы.

3. После дополнительной разработки кристалломорфологического метода применить полученные указатели движения.

4. Использовать весь арсенал металлогенических, минералогических и геохимических данных по рудным телам:

а) пространственное распределение оруденения — по содержаниям элементов в рудах,

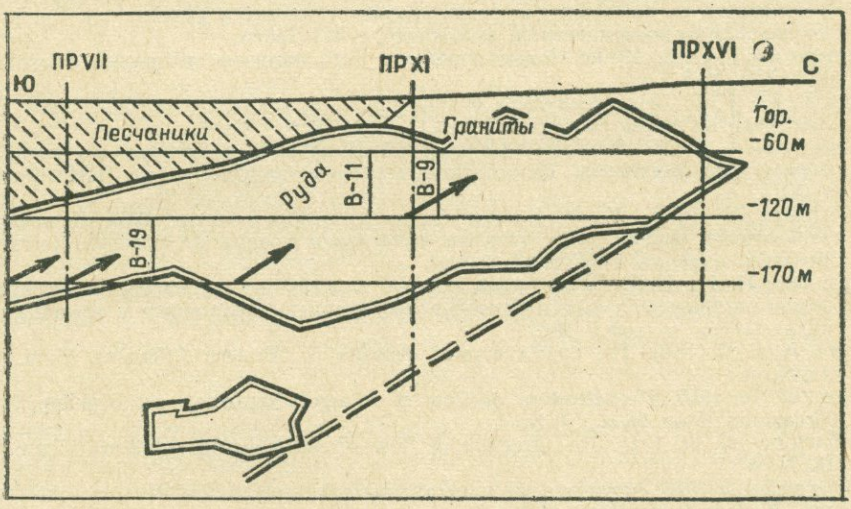


Рис. 4. Направление движения растворов по ориентировке полостей (показано стрелками) в грейзеновой зоне 146 Акчатау, на продольной вертикальной проекции.

б) распределение рудных и нерудных минералов в рудных телах — по минералогической документации в равномерно размещенных пунктах наблюдений в рудных зонах,

в) петрогеохимические особенности грейзенов и связь с данными по рудным жилам — по тем же пунктам наблюдения,

г) распределение геохимических индикаторов в рудном теле (летучие, сера, кислород, изотопы и др.),

д) типоморфные особенности минералов в различных частях рудного тела,

е) распределение температур образования минералов и давлений при минералоотложении,

ж) характер включений и состав растворов во включениях.

5. Необходимо учитывать прямые факты движения растворов — полости в жилах и грейзенах.

Этот комплекс информации по месторождению можно обработать на ЭВМ.

В заключение можно сделать вывод, вытекающий из проведенных исследований, что редкометальные грейзеновые месторождения благодаря интенсивности и многообразию проявления послемагматических процессов являются весьма благоприятными для изучения вопроса о направлении движения рудообразующих растворов.

ЛИТЕРАТУРА

Антонов В. А., А. С. Тарантов. 1967. Кристалломорфологические особенности кварца как показатель направления движения минералообразующих растворов. Тр. ИГН им. К. И. Сатпаева АН Каз.ССР, № 20. Алма-Ата, изд. «Наука».

Боголепов В. Г., В. Е. Бочаров. 1968. О методах выявления и некоторых причинах возникновения вертикальной метасоматической зональности на примере грейзеновых месторождений Центрального Казахстана. В сб.: «Минералогическая термометрия и барометрия», т. I. М., изд. «Наука».

Григорьев Д. П. 1947. Замечания об исследованиях В. Г. Ньюхауза и Р. Э. Стройбера по определению направления течения минералообразующих растворов. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, ч. 76, вып. 4.

Жилинский Г. Б. 1965а. О критериях направленности движения рудообразующих растворов и их значения для расшифровки зональности рудных тел. Тр. конфер. по проблемам послемагматич. рудообраз., т. II. Прага.

Жилинский Г. Б. 1965б. Новые проблемы металлогенической науки. Вестник АН Каз.ССР, № 5.

Леммлейн Г. Г. 1941. Искажение облика кристаллов кварца, обусловленное их положением во время роста. ДАН СССР, т. 33, № 6.

Тарантов А. С., К. Ф. Ермолаев. 1963. К вопросу о методах изучения рудообразующих растворов. Тр. Алтайск. горнометаллург. ин-та АН Каз.ССР, т. XVI.

Ушаковский В. Т., К. Ф. Кашкуров, А. В. Симонов. 1968. К вопросу о зависимости формы искусственных кристаллов кварца от условий роста. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, ч. 97, вып. 4.

Широких И. Н., И. П. Щербань. 1968. О количественной оценке температурных полей, возникающих при движении гидротермальных растворов в трещинных каналах. «Геол. и геоф.», №6.

Engel A. E. J. 1946. The quartz crystal deposits of Western Arkansas. Econ. Geol., 41, No 6.

Gross W. H. 1956. The direction of flow of mineralizing solutions, Blyklippen mine, Greenland. Econ. Geol., 51, No 5.

Newhouse W. H. 1941. The direction of flow of mineralizing solutions. Econ. Geol., 36, No 6.

Stoiber R. E. 1946. Movement of mineralizing solutions in the Pitcher field Oklahoma—Kansas. Econ. Geol., 41, No 8.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ БОМ-ГОРХОНСКОГО И ДЖИДИНСКОГО ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В. И. Сизых

Читинское геологическое управление

Бом-Горхонское и Джидинское вольфрамовые месторождения расположены в Западном Забайкалье и генетически связаны с гранитоидами гуджирского комплекса нижнеюрского (?) возраста. Особенностью последних является наличие в них акцессорного гюбнерита и циркон-апатит-магнетитовой минеральной ассоциации. Месторождения обладают однотипной горизонтальной зональностью, которая выражена в смене при движении к периферии рудоносных гранитных массивов молибденовой минерализации вольфрам-редкометальной и затем вольфрамовой, обусловленной разными фазами постмагматического процесса.

Бом-Горхонское месторождение генетически связано с одноименным гранитным массивом, в котором послемагматические процессы, в том числе и сопровождающие оруденение, закономерно завершают длительную и сложную историю формирования интрузива (Сизых, Фомина, Фомин, 1966; Сизых, Калинин, 1968). Начальный момент становления гранитного массива обусловил перекристаллизацию вмещающих его биотитовых и биотит-амфиболовых кристаллических сланцев и гнейсов. В результате этого последние приобретают среднезернистую структуру, амфиболовые разности преобразуются в биотитовые. По ряду признаков выявляется двойственное происхождение порфировидных гранитов первой фазы массива. С одной стороны, наблюдаются типичные эруптивные контакты, когда отдельные обломки вмещающих пород с первичной сланцеватостью имеют различную ориентировку, обусловленную перемещением в гранитном расплаве. С другой стороны, особенно ближе к периферии массива развиты гранитоиды с реликтами гранобластовой структуры. Здесь наиболее отчетливо выражена гнейсовидность, совпадающая со сланцеватостью кристаллических сланцев. При этом в ряде мест выявлено, что складки, развитые в кристаллических сланцах, не уничтожаются гранитоидами, а наследуются гнейсовидностью и выделяются по реликтам переработанных пластовых ксенолитов, по полоскам биотита. Это указывает на преобладающую роль в таких участках метасоматической переработки кристаллических сланцев по сравнению с механическим воздействием гранитоидов и свидетельствует о возникновении их в результате магматического замещения. Ранее эта особенность рудоносных гранитов Джида-Хилокской зоны не отмечалась.

Вторая фаза лейкократовых гранитов с порфировидными гранитами первой фазы имеет рвущие контакты, но без зон закалки. Часто первые в эндоконтактовой части становятся мелкозернистыми. В них появляется много пегматоидных обособлений и жильных образований. Все это указывает на то, что внедрение лейкократовых гранитов второй фазы было близко ко времени формирования гранитоидов первой фазы, происходило в сходных условиях и имело пульсирующий характер.

Наиболее ранним метасоматическим процессом в массиве является стадия региональной калишпатизации, проявленная на значительной площади в виде порфировидных вкрапленников микроклина. При этом отчетливо выражена приуроченность их к двум различно ориентированным разрывным нарушениям: северо-западного (320—350°)

и северо-восточного (50—80°) направления. Иногда в гранитах появляются участки локального насыщения микроклином до 80—90%, представляющие по существу калишпатовые метасоматиты. Метасоматическое развитие вкрапленного микроклина выявляется по «захвату» ими кварца, плагиоклаза, биотита. К тому же подсчет количества вкрапленников микроклина в гранитах по керну скважин показал, что минимумы и максимумы содержаний этого минерала (от 20 до 50%) в целом соответствуют плоскостям, по которым развиваются дайковые и более поздние гидротермальные кварцевые жилы, т. е. интенсивность калишпатизации контролируется трещинами, возникающими в гранитах.

В пределах массива на калишпатизацию накладывается более поздний процесс альбитизации. Количество альбита в гранитах колеблется от 0 до 25—30%. Часто альбит развивается по периферии порфировидных вкрапленников микроклина, реже вокруг крупных зерен кварца и скоплений биотита. В появлении альбитизации также обнаруживается связь с древними зонами трещиноватости. Этот процесс развит на меньшей площади, чем предыдущий, и обусловлен относительным локальным натриевым метасоматозом.

Особый интерес на месторождении представляют продукты стадии грейзенизации, которая делится на две подстадии. Развиваются они преимущественно по сколовым трещинам пологого падения (20—30°) на юго-восток (130—150°) в пределах порфировидных биотитовых гранитов первой фазы Бом-Горхонского массива. В первую подстадию (кислотного выщелачивания) формируется мусковит-кварцевый парагенезис и кварцевые жилы с гюбнеритом и сульфидами. Во вторую подстадию происходит образование существенно мусковитовых метасоматитов с частичным растворением кварца, вольфрамита и сульфидов.

Послегрейзеновые процессы являются заключительными и имеют локальное распространение, приурочиваясь в основном к разрывным нарушениям северо-западного простирания. К ним относится поздняя микроклинизация (стадия позднего щелочного метасоматоза). Мелкие зерна микроклина выполняют густую сетку трещин дробления кварцевых жил и грейзенов.

Характеризуя поведение рудных элементов в процессе постмагматических изменений, следует отметить, что в самом общем виде намечается связь молибдена с локальной микроклинизацией, а вольфрама — с подстадией кислотного выщелачивания.

Заложение рудоносных трещин в какой-то степени было обусловлено радиальными напряжениями, связанными с развитием Цаган-Хунтейской антиклинали.

Поскольку первая фраза Бом-Горхонского массива, представленная порфировидными гранитоидами, имеет инъекционно-метасоматическое происхождение, то она наследует многие структурно-текстурные особенности вмещающих гранито-гнейсов и кристаллических сланцев, в том числе и трещиноватость. Наибольший практический интерес имеют рудовмещающие трещины. Они устанавливаются по выполнению их кварцевыми жилами и грейзеновыми зонами. Результаты 300 замеров таких жил и зон показали, что они выполнили тектонические трещины, падающие в основном на юго-восток 130—150° под углом в среднем 20°. Отметим, что рудовмещающей оказалась та система трещин, которая систематически проявлялась наиболее активно в предрудный этап на протяжении длительного развития Бом-Горхонского массива. В морфологическом отношении рудоносные трещины представляют собой протяженные пологие сколы со слабоволнистой

поверхностью как по простиранию, так и по падению. Это обусловливает раздувы и пережимы кварцевых жил. Как правило, раздувы выполнены жильным кварцем, в пережимах же часто проявляется лишь грейзенизация.

В момент рудообразования трещины были тектонически активны, о чем свидетельствуют брекчиевые обломки вмещающих пород в кварце, а также подробленный кварц. В послерудный этап по зальбандам жил происходили смещения. У краев жил кварц обычно дробленный, на плоскостях трещин развиты зеркала скольжения. Ориентировка борозд на последних направлена по падению жил. Пологие углы падения, перемещения по падению, волнистая поверхность трещин позволяют отнести их к категории надвиговых нарушений. Произведенное определение плана тектонического напряжения по паре взаимопересекающихся систем трещин скалывания показало, что в рудный и дорудный этап, в период внедрения жил и даек лейкократовых гранитов, аплитов, пегматитов и диоритовых порфиритов, существовал единый план деформаций. Главные тектонические усилия располагались по линии СЗ — ЮВ и были почти горизонтальными (ось *С*).

Весь этот материал свидетельствует о том, что Бом-Горхонское рудное поле было предопределено радиальными напряжениями, окончательное же формирование его осуществлялось благодаря тангенциальным усилиям по направлению ЮВ — СЗ. Последние привели к появлению сколов надвигового типа. Кроме того, тангенциальные движения гасились и по крутопадающим трещинам северо-западного и северо-восточного простираний благодаря сдвиговым подвижкам.

В пределах Джидинского рудного поля известны Первомайское штокверковое молибденовое, Инкурское штокверковое и Холтасонское жильное вольфрамовые месторождения. Геология, структура и минералогия этих месторождений изучалась М. В. Бесовой, П. И. Налетовым, Л. М. Афанасьевым, И. П. Кушнаревым, К. А. Шалаевым, Т. Т. Деуля, Е. Н. Смолянским, М. М. Повилайтис, Е. П. Милиновским, В. И. Игнатович, Д. О. Онтоевым и многими другими исследователями.

Генетически Джидинская группа месторождений связана с однофазным мезозойским Первомайским массивом биотитовых средне- и крупнозернистых гранитов и гранит-порфиров.

В результате структурных исследований Джидинского рудного поля И. П. Кушнаревым было установлено, что основные системы трещин (близширотного и северо-восточного направлений) в кварцевых диоритах и кембрийских эффузивно-осадочных породах возникли во время нижнепалеозойской складчатости. В дальнейшем в мезозое в сводовой части при формировании Первомайского массива благодаря усилиям, направленным снизу вверх, сформировалась беспорядочная сетка прожилков вначале Первомайского, а затем Инкурского месторождений. Кварц-гюбнеритовые жилы Холтасонского месторождения выполнили серию крупных сколовых нарушений, падающих на юг и юго-запад под углами 40—60°. С глубиной некоторые из них имеют тенденцию к выполаживанию. Последние, по данным некоторых исследователей, были заложены в палеозое как надвиги. В период гидротермальной деятельности по ним проявились сбросовые и сбросо-сдвиговые перемещения с амплитудами порядка первых метров, но есть и до 100 *м*, как отмечает И. П. Кушнарев, для жилы № 255-4-26.

Е. П. Малиновский и В. И. Игнатович (1962) считают, что закономерная смена штокверкового оруденения жильным обусловлена особенностями образования свода в массивных породах, когда пологопадающие разрывы служили поверхностями раздела. При этом ось

деформации в момент оруденения была ориентирована примерно вертикально.

Из этого следует, что в формировании Джидинского и Бом-Горхонского рудных полей большое значение оказали радиальные напряжения, приведшие к образованию мезозойских сводов. Однако на Бом-Горхонском месторождении в момент формирования кварц-гюбнеритовых жил господствовали тангенциальные усилия. Они же, по-видимому, были и на Джидинском месторождении, только оказались хуже выраженными.

Общей особенностью рассматриваемых месторождений является проявление их в мезозойское время среди консолидированных кале-

Схема развития минерализации Джидинского и Бом-Горхонского рудных полей
Составлена по материалам Е. П. Малиновского (1965), Д. О. Онтоева (1968) и автора

Джидинское рудное тело	Бом-Горхонское рудное тело	Степень тектонического напряжения	Характер растворов
Кварц-молибденитовые прожилки и жилы	Кварц-молибденитовые прожилки	Слабое раскрытие трещин	Ранняя щелочная стадия
Кварц-гюбнеритовые, кварц-микроклин-гюбнеритовые прожилки и жилы	Кварц-гюбнеритовые прожилки	Значительное раскрытие трещин различного генезиса	Кислотная стадия
Кварц-пирит-гюбнеритовые жилы *Сульфидно-гюбнеритовые, родохрозит-гюбнеритовые жилы*	*Кварц-пирит-гюбнеритовые жилы* —	Сколы с интенсивными подвижками	
Серицитизация	Микроклинизация	Локальная трещиноватость	Поздняя щелочная стадия

Примечание. Закурсивлена минерализация основных продуктивных стадий.

донских сооружений в условиях интенсивной тектонической активизации последних, выражающейся в сводообразовании, развитии многочисленных сбросов и сдвигов, служивших магмоподводящими и рудоконтролирующими структурами.

Сходные генетические условия формирования Бом-Горхонского и Джидинского месторождений обусловили образование в их пределах гюбнерит-молибден-редкометальной формации, а также отсутствие практически интересных концентраций олова и таких примесей, как тантал, ниобий, скандий и литий.

М. М. Повилайтис (1967) отмечает, что специализация рудных растворов предопределяется не только структурными условиями рудного поля, но и геолого-структурными факторами, обусловливающими формирование гранитных интрузий, с которыми они генетически связаны. При этом предпосылки для образования месторождений щелочных редкометальных формаций создаются преимущественно в областях активизированных платформ, обрамляющих складчатые области. В таких районах постмагматические растворы формируются с повышенной щелочностью, о чем свидетельствуют продукты околожильных

изменений и особенности минерального состава кварцевых жил (Коржинский, 1958; Повилайтис, 1960).

Это положение можно лишь дополнить тем, что в начальные стадии формирования рудоносных гранитов Джида-Хилокской зоны (становление которых связано с изменением геотермического градиента в результате мезозойской тектонической активизации) были широко проявлены процессы калиевого метасоматоза. Последние обусловили и химизм самих гранитов (количество калия преобладает над натрием или равно ему) и в дальнейшем специфику постмагматических растворов. За время развития рудного постмагматического процесса менялась структурно-тектоническая обстановка в пределах рассматриваемых рудных полей. Данное обстоятельство привело к появлению определенной минерализации, которая показана в таблице.

Из таблицы следует, что на Джидинском и Бом-Горхонском месторождениях молибденовая минерализация связана с ранней щелочной стадией, а вольфрамовая — с кислотной. При этом стадия кислотного выщелачивания приурочена к более интенсивному тектоническому импульсу. На Бом-Горхонском месторождении кварц-гюбнеритовые жилы формировались в сколах, когда тангенциальные напряжения преобладали над радиальными. По данным Е. П. Малиновского (1965), кварц-гюбнеритовые жилы Джидинского месторождения залегают в крупных сколовых нарушениях, образованных при сбросо-сдвигах.

Если Бом-Горхонское и Джидинское месторождения обладают сходством, то гранитоиды, с которыми они генетически связаны, резко различаются. Может быть, это обусловлено залеганием их в различных вмещающих породах: первые находятся в нижнепалеозойских (?) гранито-гнейсах, а вторые — в нижнекембрийской эффузивно-осадочной толще и диоритах.

Особенности строения и формирования Бом-Горхонского гранитного массива уточняют наши представления о рудоносных гранитах Джида-Хилокской зоны и тем самым расширяют перспективы поисков новых вольфрамовых месторождений в ее пределах.

ЛИТЕРАТУРА

Коржинский А. Ф. 1958. Околорудные изменения боковых пород редкометальных месторождений Джидинского района. Труды I совещ. по металлогении Зап. Забайкалья, Иркутск.

Малиновский Е. П. 1965. Структурные условия формирования жильных вольфрамитовых месторождений. М., изд. «Недра».

Малиновский Е. П., В. И. Игнатович. 1962. Структура Инкурского вольфрамового штокверка. «Геол. рудн. месторожд.», № 2.

Онтоев Д. О., С. И. Здобнова, А. С. Дудыкина. 1968. Некоторые закономерности в распределении редких щелочей ((Li, Rb, Cs) и других элементов-примесей в слюдах редкометальных месторождений Джидинского рудного поля. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.

Повилайтис М. М. 1960. Основные черты минералогии Джидинского молибдено-вольфрамового месторождения. Тр. ИГЕМ, вып. 24. М., изд. АН СССР.

Повилайтис М. М. 1967. К изучению особенностей молибдено-вольфрамовых месторождений, возникших в разной геолого-структурной обстановке. В сб.: «Минералогия и геохимия вольфрамитовых м-ний». Изд. ЛГУ.

Сизых В. И., В. А. Фомина, И. Н. Фомин. 1966. Петрология Бом-Горхонского гранитного массива (Западное Забайкалье). Зап. Забайкальск. фил. Геогр. о-ва СССР, вып. XXVII. Чита.

Сизых В. И., А. С. Калинин. 1968. Общие генетические особенности Бом-Горхонского вольфрамового месторождения. Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья, вып. IV. Чита.

ОБ ОДНОМ ИЗ ПРИЗНАКОВ ПРИ КЛАССИФИКАЦИИ ВОЛЬФРАМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

И. И. Четырбоцкая

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт

Возможность использования элементов-примесей в качестве индикаторов геологических процессов давно привлекает внимание исследователей (Григорьев, Доломанова, 1954; Овчинников, 1964, и др.). Нами этот вопрос изучался на примере тантала, ниобия и скандия, содержания и соотношения которых в вольфрамитах, как выяснилось, отражают изменения условий рудообразования и могут служить дополнительным признаком при классификации вольфрамитовых месторождений.

Выводы базируются на наблюдениях, сделанных автором на ряде вольфрамовых месторождений и характерных рудных узлов Забайкалья, Приморья, Центрального Казахстана. Изучен также обширный каменный материал из месторождений других регионов СССР и некоторых зарубежных стран, подобранный в лабораториях, институтах, музеях и в личных коллекциях геологов. Использованы результаты химических анализов на Ta_2O_5 и Nb_2O_5 и спектральных количественных анализов на Sc_2O_3 около 700 мономинеральных фракций вольфрамита из 114 месторождений различных генетических типов. Часть данных заимствована из литературных источников.

Как показали результаты исследований, тантал, ниобий и скандий распределяются в вольфрамитах неравномерно и их содержания подвержены значительным колебаниям — от необнаруживаемых количеств (<0,003%) до 1,6% Ta_2O_5, 2,3% Nb_2O_5 и 0,8% Sc_2O_3. Эти колебания зависят в первую очередь от генетических особенностей месторождений.

Наблюдается общая для всех трех элементов закономерность: постепенное уменьшение содержания и соотношения тантала и ниобия и содержания скандия в вольфрамитах с переходом от высокотемпературных к низкотемпературным типам вольфрамовых месторождений (Быбочкин и др., 1963; Архангельская и др., 1963).

Подобная закономерность для ниобия и скандия в тех же минералах была отмечена А. С. Дудыкиной (1960), Л. Ф. Борисенко (1961), а для тантала и ниобия в касситеритах — Я. Д. Готманом (1938), А. С. Болдыревой (1939—1941), И. Ф. Григорьевым и Е. И. Доломановой (1951—1954), М. В. Кузьменко (1960—1964) и др.

Дальнейшими исследованиями (Четырбоцкая, 1965, 1967) установлено, что кроме черт сходства в поведении указанных элементов имеются и определенные различия. В частности, подмечено, что вольфрамиты, обогащенные танталом и ниобием, как правило, бедны скандием. И наоборот, для скандийсодержащих вольфрамитов не характерны повышенные содержания тантала и ниобия. Одновременно все три элемента в значительных количествах в вольфрамитах встречаются редко.

Для выяснения причин этого явления и закономерностей, которым подчиняется каждый из элементов в разных условиях, возникла необходимость сгруппировать вольфрамитовые месторождения таким образом, чтобы получить сопоставимые данные.

На основании тех или иных признаков (температура развития процесса, структура, положение относительно интрузивов и т. д.) исследователями были предложены разные классификации вольфрамовых месторождений (Тетяев, 1918; Смирнов, 1937; Левицкий, 1947,

1964; Воларович, 1947; Смольянинов, 1947; Первушин, 1949; Ли и Ванг, 1955; Альфельд, 1958; Шнейдерхён, 1959; Матвеенко, 1959; Самонов, 1959; Щерба, 1960; Буткевич, 1960; Алявдин, 1960; Повилайтис, 1961; Щеглов, 1964; Малиновский, 1965; Быбочкин, 1965, и др.).

На базе известных классификаций нами разработана группировка вольфрамитовых месторождений по минералого-генетическому принципу, с учетом тантало- и скандиеносности вольфрамитов. Основные положения этой группировки изложены в табл. 1.

Выделены следующие типы вольфрамитовых месторождений.

I тип — грейзеновые высокотемпературные месторождения, развивающиеся в апикальных участках рудоносных интрузивов, иногда также захватывающие узкую зону их экзоконтакта. Интенсивной грейзенизации обычно предшествуют процессы альбитизации гранитов. Среди грейзеновых месторождений различаются две группы рудных формаций:

а) собственно грейзеновая — зоны площадной грейзенизации, среди которых подчиненную роль играют кварцевые прожилки;

б) кварцево-грейзеновая — кварц-вольфрамитовые жилы, сопровождаемые мощными зонами рудоносных грейзенов.

По преобладанию той или иной рудной минерализации выделяются формации вольфрамит-молибденитовая, вольфрамитовая и вольфрамит-касситеритовая с топазом, флюоритом, бериллом, литионитом и др.

II тип — гидротермальные месторождения средних температур, развивающиеся в экзоконтактовых зонах материнских интрузивов и на некотором от них удалении. Они характеризуются незначительной ролью процессов грейзенизации вплоть до их полного исчезновения, развитием березитизации, серицитизации и других процессов гидротермального изменения вмещающих пород.

Среди гидротермальных месторождений выделяются три группы рудных формаций:

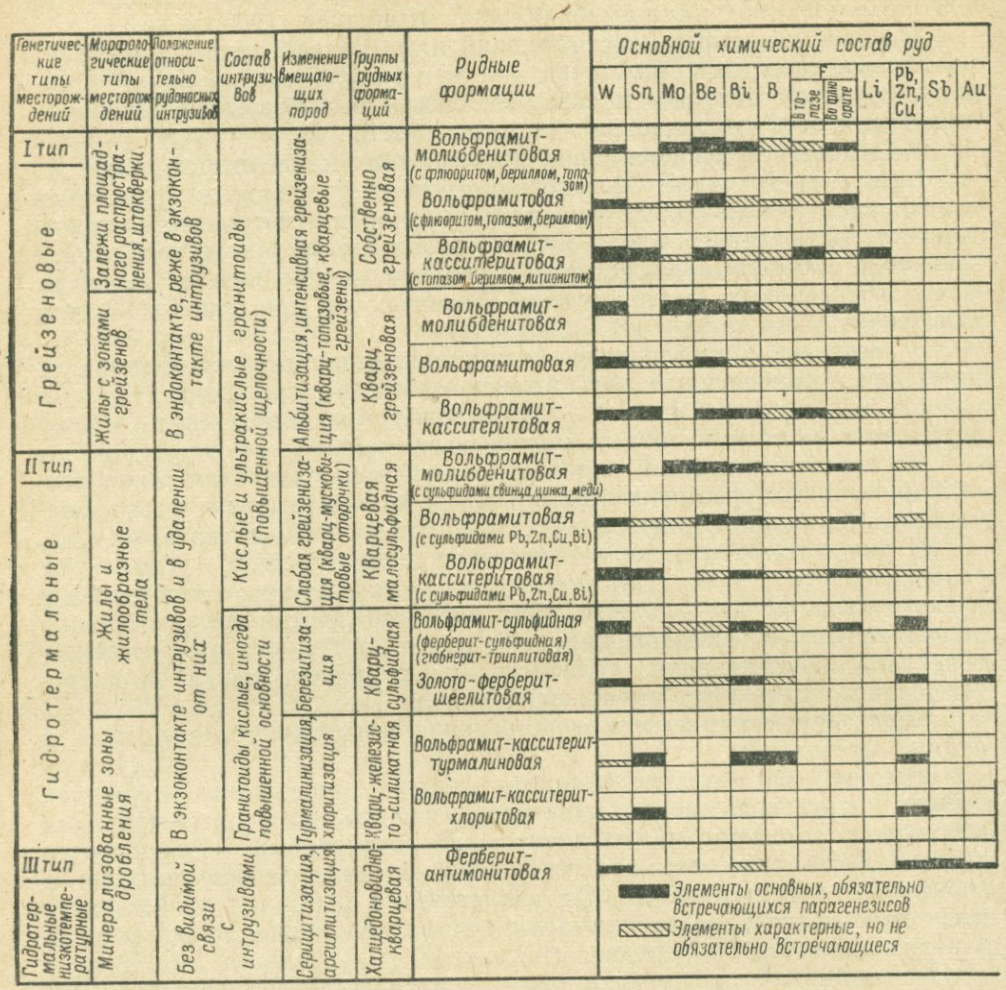
а) кварцевая малосульфидная — жилы, залегающие в породах кровли интрузивов, сопровождаемые, как правило, маломощными кварц-мусковитовыми и мусковитовыми оторочками. Различаются рудные формации: вольфрамит-молибденитовая, вольфрамитовая и вольфрамит-касситеритовая. От аналогичных формаций грейзенового типа отличаются увеличением роли сульфидов свинца, цинка и меди в рудах при преобладании вольфрамита;

б) кварцево-сульфидная — жилы, сопровождаемые процессом березитизации вмещающих пород. Характеризуются более сложным составом и строением рудных тел, повышенным, часто превалирующим над вольфрамитом, содержанием сульфидов. К этой группе формаций относятся месторождения вольфрамит-сульфидные и золото-ферберит-шеелитовые;

в) кварцево-железо-силикатная — мощные и протяженные минерализованные зоны дробления, жильные тела и штокверки, сопровождаемые турмалинизацией и хлоритизацией вмещающих пород. Выделяются формации вольфрамит-касситерит-турмалиновая и вольфрамит-касситерит-хлоритовая. К ним относятся по существу оловорудные месторождения [касситерит-силикатная рудная формация по Е. А. Радкевич (1956) и М. П. Материкову (1964)]. Вольфрамит играет резко подчиненную роль.

В отличие от месторождений первых трех групп формаций, которые генетически связаны преимущественно с кислыми и ультракислыми гранитами, кварцево-сульфидные и железо-силикатные месторождения могут быть связаны и с породами основного состава (плагиогранитами, гранодиоритами, диоритовыми порфиритами и пр.). Причем

Изменение концентраций тантала, ниобия и скандия в вольфрамитах в зависим



связи эти менее отчетливы, чем для грейзеновых и кварцево-жильных месторождений, и обычно считаются парагенетическими.

III тип — гидротермальные низкотемпературные месторождения, развивающиеся в зонах разломов в молодых осадочных и эффузивных породах, без видимой связи с интрузивами. Рудные тела сопровождаются процессами серицитизации и аргиллизации вмещающих пород. Выделяется одна формация — кварцево-халцедоновидная, к которой относятся своеобразные ферберит-антимонитовые месторождения.

В приведенной группировке показаны: 1) генетические типы месторождений — по относительной температуре образования вольфрамитовой минерализации; 2) структурно-морфологические особенности (типы) рудных тел; 3) положение месторождений относительно рудоносных интрузивов; 4) состав интрузивов; 5) характер изменения вмещающих пород; 6) минералого-геохимические особенности месторождений (рудные формации и их группы) и пр.

Все эти признаки взаимосвязаны и в совокупности отражают основные условия образования месторождений, в той или иной мере

Таблица 1

ости от генетических типов вольфрамитовых месторождений

Изменение содержаний Ta_2O_5, Nb_2O_5 и Sc в вольфрамитах, %	Ta:Nb (среднее)	Промышленное значение по вольфрамиту	Перспективы по элементам-примесям в вольфрамите		Кол-во опробованных месторождений / Число определений		
			Ta_2O_5	Sc	Ta_2O_5	Nb_2O_5	Sc_2O_3
	1:20	Большое	Мало перспект.	Весьма перспект.	2/18	2/18	2/62
	1:23,6	Не ясно	Не ясно		1/2	1/2	–
	1:2,2	Большое	Весьма перспект.	Мало перспект.	9/103	9/103	6/38
	1:28	»	Неперспективно	Весьма перспект.	17/87	18/94	13/126
	1:13	»	Перспективно		30/99	29/98	17/35
	1:6	Очень большое	Весьма перспект.	Мало перспект.	17/124	17/124	10/176
	1:60-1:120	Большое (для молибдена очень больш.)	Неперспект.	Перспект. средне	4/9	4/9	3/11
	1:18	Большое	Малоперспективно		22/73	21/72	18/30
	1:13	»	Перспект. незначит.	Неперспект.	17/78	17/77	9/15
	1:24,8	»	Неперспективно		10/72	10/72	7/40(20)
	1:15	Незначительное (для золота больш.)	»		3/3	3/3	3/3
	1:25	Незначительное (для олова очень большое)	»		9/11	8/10	3/5
					2/4	2/4	–
0 0,005 0,01 0,05 0,1 0,5 1,0 — Ta_2O_5 — Nb_2O_5 — Sc	1:5	Сравнительно небольшое	»		1/3	1/3	1/3

влияющие на концентрацию и распределение тантала, ниобия и скандия в вольфрамитах.

Относительная температура формирования месторождений является одним из важнейших факторов, регулирующих вынос и накопление элементов-примесей в вольфрамитах. Здесь играет роль растворимость и подвижность компонентов, изоморфная емкость минерала-хозяина, которые, как известно, имеют более высокие показатели при повышенных температурах.

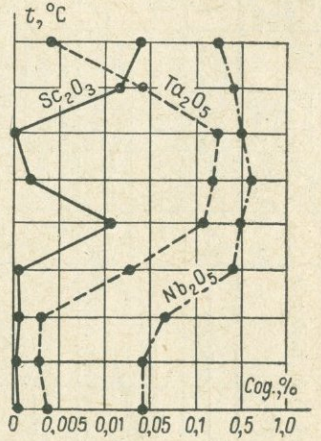
В табл. 1 генетические типы месторождений расположены в порядке убывания температур их образования. Геологические наблюдения, подтвержденные данными термометрии газово-жидких включений в кварце (Костылева, 1964) и декрипитации вольфрамитов (табл. 2), свидетельствуют о понижении относительной температуры образования месторождений от грейзеновых к гидротермальным типам, а внутри последних — от вольфрам-молибденовых месторождений к вольфрам-оловянным.

В пределах тех месторождений, где получили развитие руды

Таблица 2

Температура декрепитации вольфрамитов и содержание в них тантала, ниобия и скандия

Генетические типы месторождений	Группы формаций	Рудные формации	Месторождения	Температура декрипитации вольфрамитов, °С	Содержание, %		
					Ta_2O_5	Nb_2O_5	Sc_2O_3
Грейзеновые	Кварцево-грейзеновая	Вольфрамит-молибденитовая	Акчатау	280-300	0,004	0,23	0,036
		Вольфрамитовая	Антонова Гора	270	0,042	0,44	0,019
		Вольфрамит-кассиеритовая	Дедова Гора	260*	0,23	0,50	Не обн.
			Зун-Ундур	240*	0,162	0,63	0,002
			Караоба	200	0,12	0,50	0,014
Гидротермальные	Кварцевая малосульфидная	Вольфрамит-кассиеритовая	Алдакачан	200	0,029	0,46	0,0005
	Кварцево-сульфидная	Вольфрамит-сульфидная	Белуха	220	0,003	0,058	0,0006
			Джида	200*	0,003	0,044	–
			Букука	150-200	0,004	0,09	0,0004



Примечание. Химические анализы на Ta_2O_5 и Nb_2O_5 производились в лабораториях геолого-геохимического треста (ГГТ) и ЦНИГРИ, на Sc_2O_3 — в ГГТ. Декрипитация проведена по нашим образцам Е. Е. Костылевой (ИГЕМ); * — по данным Г. Ф. Ивановой (1967).

обеих формаций, устанавливается, что кварц-молибденовые рудные тела формируются раньше кварц-вольфрамитовых или кварц-вольфрамит-касситеритовых и часто отделяются от них внутрирудными дайками гранитоидов. Подобные соотношения наблюдались на Караобинском месторождении Казахстана, Колыванском месторождении Алтая, Юго-Коневском месторождении Урала, Джидинском месторождении Забайкалья (Рундквист, 1967, по данным Абдрахманова и Строгонова, 1958; Потапьева, 1965; Повилайтис, 1967, и др.).

На графиках табл. 1 и 2 видно, что понижение содержаний тантала, ниобия и скандия следует за понижением температуры образования месторождений при переходе от одного генетического типа к другому.

Сопоставление же состава вольфрамитов различных рудных формаций позволяет выяснить, что изменение содержаний элементов-примесей в большей степени зависит от минерального состава руд, чем от температурного фактора. Это более четко проявляется для тантала и ниобия, чем для скандия.

Особенно наглядным доказательством сказанного служит сравнение различных генераций минерала. Более ранние генерации вольфрамита, как правило, содержат больше скандия по сравнению с их последующими генерациями (Спокойнинское, Караобинское месторождения). Для Ta и Nb такая температурная последовательность выражена слабее.

Бо́льшие их количества накапливаются на стадиях, несущих оловянную минерализацию, какое бы место эти стадии ни занимали в ходе формирования месторождения.

Положение относительно рудоносных интрузивов и структурно-морфологические особенности рудных тел. Грейзеновые месторождения, образующие залежи площадного распространения и штокверки, формируются, как правило, в эндоконтакте остывающих гранитных массивов, в относительно спокойной тектонической обстановке, при отсутствии сколько-нибудь крупных разрывов (Малиновский, 1965).

По мере удаления от материнских интрузивов структурно-тектонические условия формирования месторождений усложняются, рудные тела образуются в более «открытых» системах (в понимании В. А. Николаева, 1955). Так, гидротермальные кварцево-жильные (малосульфидные) месторождения обычно выполняют раскрытые трещины различного происхождения в зонах экзоконтакта материнских интрузий. Рудные жилы кварцево-сульфидной формации связаны с крупными и активными сколовыми нарушениями и залегают в значительном удалении от рудоносных интрузивов. Крупными минерализованными зонами дробления представлены месторождения кварцево-железисто-силикатной формации, которые по С. С. Смирнову (1945) отвечают менее глубинным фациям оловянно-вольфрамового оруденения, чем кварцево-жильные месторождения.

Ферберит-антимонитовые рудные залежи — еще более близповерхностные образования, приурочены к зонам разрывов, оперяющим протяженные региональные разломы. Формируются они в наибольшем удалении от предполагаемых магматических источников и, по мнению ряда исследователей, генетически с ними не связаны.

Наиболее высокие содержания Ta, Nb и Sc характерны для месторождений, приуроченных к гранитам. По мере удаления от материнских интрузивов и усложнения структурно-тектонических условий формирования месторождений содержания и соотношения этих элементов закономерно уменьшаются. Это правило действует для любых

масштабов: типа, формации, массива, рудного узла и даже отдельного месторождения. Помимо статистических данных по целым группам месторождений (табл. 2), ярким примером сказанному может служить распределение элементов-примесей в пределах Спокойнинского, Кукульбейского рудных узлов в Забайкалье, Байназарского месторождения в Казахстане и др.

Вольфрамиты жил Спокойнинского рудного узла в 100—200 *м* от гранитов содержат в 1,5—2 раза меньше тантала, чем вольфрамиты жил, залегающих в гранитах. В 2—4 *км* от контакта разница в содержаниях возрастает до 15—30 раз. Отношение Ta : Nb в вольфрамитах соответственно уменьшается от 1 : 2,04 (в среднем) в гранитах до 1 : 3,2 в сланцах вблизи контакта и 1 : 5—1 : 8 — в 2—4 *км* от него. Содержание скандия в вольфрамитах кварцевых жил в экзоконтакте гранитов Спокойнинского массива также меньше, чем в кварц-грейзеновых жилах, пересекающих граниты (0,001% Sc_2O_3 против 0,003—0,004%).

Зональность в распределении тантала и скандия в вольфрамитах относительно магматического очага наблюдается не только в горизонтальном, но и в вертикальном направлении. Причем в этом случае происходят более быстрые изменения на более коротких расстояниях. На Иультинском месторождении, например, на глубине 250 *м*, где рудные тела из осадочно-метаморфической толщи переходят в граниты, по данным С. Ф. Лугова (1967) и А. В. Зильберминца (1966), содержание тантала в вольфрамитах увеличивается от верхних к нижним горизонтам более чем в 100 раз, содержание скандия — в 20 раз.

Состав рудоносных интрузивов. Повышенные содержания тантала и скандия в вольфрамитах характерны только для месторождений, связанных с кислыми и ультракислыми гранитами. Эти элементы практически не отмечаются в месторождениях, которые связаны с гранитоидами более основного состава (гранодиоритами, плагиогранитами, диоритовыми порфиритами и пр.). Ниобий же иногда фиксируется (в сотых долях процента) и в этих месторождениях, однако более высокие его содержания также характерны для вольфрамитов рудных тел, локализующихся в гранитах или с ними генетически связанных.

Изменение вмещающих пород. Наиболее высокая степень изменения — образование мощных кварцевых и кварц-топазовых рудоносных грейзенов — отмечается на месторождениях грейзенового типа, особенно собственно грейзеновых формаций. На кварцевых жильных гидротермальных месторождениях образуются практически безрудные маломощные околожильные оторочки кварц-мусковитового грейзена. Вместо топаза появляется флюорит.

Для среднетемпературных гидротермальных месторождений кварцево-сульфидной формации характерна березитизация, а железисто-силикатной — турмалинизация и хлоритизация вмещающих пород. На низкотемпературных ферберит-антимонитовых месторождениях развивается аргиллизация и серицитизация.

Повышенные концентрации тантала, ниобия и скандия в вольфрамитах установлены лишь в месторождениях, связанных с грейзенизацией вмещающих пород, причем с увеличением степени грейзенизации возрастают и содержания элементов-примесей в вольфрамитах, а также отношение в них Ta : Nb. В месторождениях, сопровождаемых березитизацией, турмалинизацией, аргиллизацией и прочими изменениями, тантал и скандий в вольфрамитах практически не обнаруживаются, ниобий содержится в сотых и тысячных долях процента. Объясне-

ние этому явлению можно найти в направленной смене физико-химических свойств рудообразующих растворов, в частности в изменении степени их кислотности — щелочности, что фиксируется переходом от одного типа околорудноизмененных пород к другому при условии, что грейзенизация соответствует кислотному выщелачиванию (Коржинский, 1957; Беус, Залашкова, 1962, 1965, и др.); березитизация протекает в кислой, нейтральной или слабощелочной среде, а серицитизация и аргиллизация (особенно турмалинизация) — в более щелочной обстановке (Малиновский, 1965; Павлов, 1966).

Минеральный и химический состав руд. Все вышеприведенные факторы влияют на содержание всех трех элементов-примесей одновременно и однозначно. Лишь выделение рудных формаций высокотемпературных месторождений обнаружило разницу в поведении тантала и ниобия, с одной стороны, скандия — с другой. Первые два элемента отчетливо тяготеют к вольфрамит-касситеритовым месторождениям, скандий более характерен для вольфрамит-молибденитовых, существенно вольфрамитовые месторождения содержат переменные количества всех трех элементов.

Указанная особенность наиболее четко проявлена в Центральном Казахстане. Максимальные для этой территории концентрации тантала (до десятых долей процента) и самые низкие содержания скандия (0,014%) в вольфрамитах установлены в кварц-касситерит-вольфрамитовых рудах Караобинского месторождения. В то же время в вольфрамитах грейзеновых вольфрам-молибденовых руд Дегелена установлены наиболее высокие из известных в мире концентраций скандия (до 0,85%, по данным А. С. Дудыкиной, 1960). Десятые доли процента скандия при практическом отсутствии тантала в вольфрамитах отмечены и на других вольфрам-молибденовых месторождениях этого региона (Байназар, Акчатау, Джанет, Сев. Коунрад, Атасу и др.).

Следует отметить, что от этой общей закономерности имеется ряд отклонений. Известны отдельные оловянно-вольфрамовые месторождения с повышенным содержанием в вольфрамитах как тантала, так и скандия (Цинновец, Полярное и др.). Не исключено, однако, что имеющиеся результаты анализов по этим месторождениям характеризуют вольфрамиты, недостаточно детально разделенные по различным генерациям, как это сделано для Караобы. Здесь отчетливо видно, что даже на одном и том же месторождении вольфрам-молибденовая ассоциация несет в вольфрамите преимущественно скандий, а вольфрам-оловянная — тантал.

Танталоносные вольфрамит-касситеритовые руды, кроме Sn и W, содержат в повышенных количествах Be, Li (в слюдах), Bi, F (главным образом в виде топаза), иногда B; Mo в них обычно отсутствует или содержится в незначительных количествах.

Вольфрамит-молибденитовые месторождения характеризуются повышенными содержаниями Be, в них появляется бор, фтор присутствует в основном в виде флюорита, реже топаза.

При переходе к средне- и низкотемпературным месторождениям руды становятся более разнообразными по своему составу. В вольфрамит-сульфидных, золото-ферберит-шеелитовых, вольфрамит-хлоритовых (или турмалиновых) и ферберит-антимонитовых месторождениях отмечается понижение роли F и Be и одновременно повышается содержание Pb, Zn, Cu, появляется Sb, иногда Hg и Au. Вольфрамиты таких месторождений ни тантала, ни скандия практически не содержат или содержат их в ничтожно малых количествах (первые тысячные доли процента).

Выводы

1. Концентрации и соотношения тантала, ниобия и скандия в вольфрамитах закономерно изменяются в зависимости от генетических типов вольфрамитовых месторождений, чутко реагируя на изменение геолого-структурных и физико-химических условий их образования.

2. Изучение распространения Ta, Nb и Sc в вольфрамитах с систематическим отбором проб по рудным телам может оказать существенную помощь при расшифровке геологической обстановки рудообразования, происхождения месторождений и их принадлежности к тому или иному генетическому типу или рудной формации.

Особенности поведения элементов-примесей, их содержания и количественные соотношения в вольфрамитах должны приниматься во внимание как дополнительный признак при решении вопросов генезиса и систематики вольфрамитовых месторождений.

3. Разработана новая группировка вольфрамитовых месторождений, базирующаяся не только на особенностях их генезиса, но и на критериях, связанных с закономерностями распределения тантала, ниобия и скандия. Одновременное изменение рассмотренных генетических признаков, содержаний и количественных соотношений элементов-примесей в вольфрамитах, на наш взгляд, надежно обосновывает предложенную группировку.

4. Для дальнейшей детализации и усовершенствования группировки вольфрамитовых месторождений с учетом элементов-индикаторов, особенно в области низкотемпературных типов руд, необходима разработка более точных и чувствительных методов анализа вольфрамитов на тантал, ниобий, скандий и другие примеси.

Разработка таких методов весьма важна как в научных, так и в практических целях.

ЛИТЕРАТУРА

Архангельская В. В., Л. З. Быховский, Б. С. Розов, И. И. Четырбоцкая. 1963. Новые виды скандиевого сырья. «Разведка и охрана недр», № 6.

Быбочкин А. М., Л. З. Быховский, С. И. Гурвич, И. И. Четырбоцкая. 1963. Вольфрамитовые месторождения — новый источник получения тантала. «Разведка и охрана недр», № 7.

Григорьев И. Ф., Е. И. Доломанова. 1954. Новые данные по кристаллохимии и типоморфным особенностям касситерита разного генезиса. Тр. Минер. музея АН СССР, вып. 3.

Зильберминц А. В. 1966. Геология и генезис Иультинского оловянно-вольфрамового месторождения. М., изд. «Наука».

Лугов С. Ф. 1967. Особенности состава вольфрамитов месторождений Центральной Чукотки. В кн.: «Минералогия и геохимия вольфрамитовых м-ний». Изд. ЛГУ.

Малиновский Е. М. 1965. Структурные условия формирования жильных вольфрамитовых месторождений. М., изд. «Наука».

Овчинников Л. Н. 1964. Элементы-примеси как индикаторы процессов рудообразования и использование закономерностей их распределения при поисках и разведке рудных месторождений. В сб.: «Химия земной коры». Тр. геохим. конфер., посвящ. столетию со дня рожд. В. И. Вернадского, т. II. М., изд. «Наука».

Рундквист Д. В. 1967. Об общей направленности процесса минералообразования в жильно-грейзеновых вольфрамовых месторождениях. В кн.: «Минералогия и геохимия вольфрамитовых м-ний». Изд. ЛГУ.

Четырбоцкая И. И. 1967. Особенности распределения тантала, ниобия и скандия в вольфрамитах. Там же.

К ГЕОХИМИИ НИОБИЯ И ТАНТАЛА В ГРЕЙЗЕНАХ ВЕРХОВЬЕВ БАССЕЙНА Р. ПСКЕМ (ЗАПАДНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

В. Б. Шувалов

Трест «Ташкентгеология»

В последние годы появилось много работ, посвященных геохимии ниобия и тантала в изверженных породах и некоторых постмагматических образованиях. Однако поведение этих элементов в процессе грейзенизации изучено еще недостаточно (Беус и др., 1968). Этому вопросу и посвящена данная работа, в процессе которой выполнены петрографические, минералогические и геохимические * исследования. Геохимическое положение грейзенов и их минеральный состав описаны ранее (Шувалов, 1966). Изучение их проводилось автором одновременно с В. В. Козыревым, Ю. Б. Ежковым и другими, исследовавшими интрузивные комплексы района.

В грейзеновых телах ниобий и тангал встречаются в рассеянном состоянии (в слюде, вольфрамите и т. д.) и образуют собственные акцессорные минералы: фергюсонит, колумбит, обнаруженные во внешних зонах грейзеновых тел пермского интрузивного комплекса (Каракыз, Ойгаинг). В грейзенах Каракыза присутствует и другой ниобиевый минерал — ильменорутил. Количество ниобия в нем составляет 15,7% (данные рентгеноспектрального анализа). Вхождение ниобия в ильменорутил, по-видимому, обусловлено изоморфным замещением титана ниобием с компенсацией валентностей соответствующим количеством железа и марганца: $3Ti^{4+} \rightleftarrows 2(Nb, Ta)^{5+} + (Fe, Mn)^{2+}$ (Кузьменко и др., 1968).

При грейзенизации происходит перераспределение ниобия и тантала по минералам. Исчезают колумбит, фергюсонит и другие минералы, содержащие эти элементы, и появляется ильменорутил (Каракыз). Это позволяет предположить, что часть ниобия, тантала и титана заимствуется из собственно ниобиевых и других минералов исходных пород. На это указывают и структуры замещения сфена и ильменита ильменорутилом, обнаруженные Ф. В. Чухровым и др. (1962) в грейзенизированных гранитах Восточного Коунрада. В результате проведенных ими исследований авторы пришли к выводу, что часть ниобия и титана в ильменорутиле, вероятно, была извлечена из ильменита, сфена и биотита. На мобилизацию ниобия и тантала из акцессорных и других минералов гранитов и их дальнейшее переотложение с образованием самостоятельных минералов этих элементов указывают и другие исследователи (Бугаец и др., 1964; Калинин и др., 1967).

Изменение минерального состава пород при грейзенизации приводит к тому, что если в исходной породе — аляските (пр. 1962) с акцессорными минералами фергюсонитом и колумбитом связано 9% ниобия породы, то с ильменорутилом альбитизированного, слабо грейзенизированного аляскита (пр. 1948) — уже 44%. Однако в следующих зонах — грейзенизированном аляските и грейзене в связи с увеличением в них количества слюды (рис. 1) с ильменорутилом связано всего 17 и 8% ниобия породы. Остальная часть его, очевидно, рассеивается в слюде, вольфрамите и других минералах, на что указывают и другие исследо-

---

* Химические анализы проводились в ЦЛ МГ Уз.ССР под руководством Е. П. Стрельниковой. Nb анализировался фотоколориметрическим роданидным методом с экстракцией смесью бутилацетата и эфира, чувствительность метода 0,001 Nb_2O_5 или 0,0007% Nb; Ta — фотоколориметрическим методом с родамином 6ж, чувствительность метода 0,0003% Ta_2O_5 или 0,0002% Ta. Анализы пересчитаны по атомно-объемному методу (Рудник, 1966).

ватели (Барабанов и др., 1966; Зуев и др., 1967). И только в кварцевой жиле (пр. 1955) ильменорутил является не только минералом-концентратором, но и минералом-носителем ниобия, так как в нем заключено 67% ниобия породы.

По содержанию ниобия и тантала грейзены существенно отличаются друг от друга (таблица). Если в грейзенах Каракыза и Ойгаинга количество ниобия колеблется от 90 до 140 *г/т* (среднее 120 *г/т*), а тантала от 17 до 22 (среднее 16 *г/т*), то в грейзенах Аютора оно соответственно падает до 60—20 (среднее 33 *г/т* Nb) и до 3—2 (среднее 2,3 *г/т* Ta). Эта же тенденция проявляется и в исходных породах. В аляскитах Каракыза и гранитах Ойгаинга (пермский интрузивный комплекс), подвергшихся альбитизации и слабой грейзенизации площадного характера, содержание ниобия составляет в среднем 75 *г/т*, и тантала 10 *г/т*, а в гранитах Аютора (пермско-триасовый интрузивный комплекс) — всего 17 *г/т* Nb и 3 *г/т* Ta, приближаясь к средним содержаниям этих элементов в кислых породах, составляющих для ниобия 20, а для тантала 3,5 *г/т* (Виноградов, 1962).

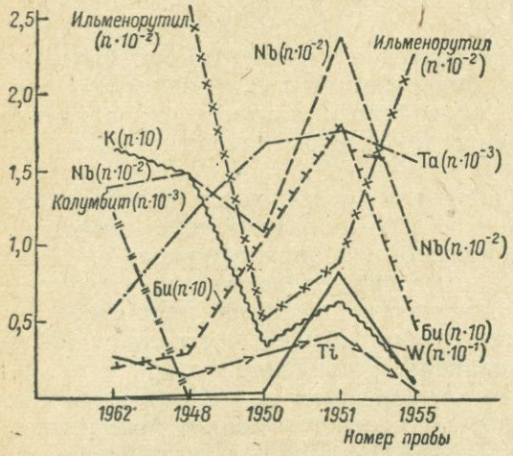


Рис. 1. Диаграмма изменения содержаний Nb, Ta, W, Ti, K (в атомной форме из расчета на объем в 10 000 Å³), биотита Би, ильменорутила и колумбита (в весовых процентах) по зонам грейзенового тела (разрез 147).

Пробы: 1962 — аляскит; 1948 — альбитизированный, слабо грейзенизированный аляскит; 1950 — грейзенизированный аляскит; 1951 — топазово-биотитово-кварцевый грейзен; 1955 — кварцевая жила.

Таким образом, во-первых, количество ниобия в грейзенах данного района превышает его кларк для гранитов, а во-вторых, наблюдается прямая зависимость между количеством ниобия и тантала в исходных породах и в грейзенах.

Интересно также рассмотреть изменение содержаний этих элементов в различных минеральных фациях грейзенов одного, например, пермского интрузивного комплекса, в котором существенно слюдяные и топазовые фации грейзенов содержат ниобия от 130 до 60 (среднее 95 *г/т*), а кварцевые фации от 140 до 90 (среднее 120 *г/т*). Обратная картина характерна для распределения тантала, который больше накапливается в слюдяных и топазовых фациях, содержащих в среднем 20,5 против 16 *г/т* этого элемента в кварцевых фациях. Для сравнения укажем, что в широко известных грейзенах Циннвальда количество тантала составляет 16,4 *г/т* (Rankama, 1947).

Эти данные показывают, что если ниобий концентрируется в кварцевых фациях грейзенов, то тантал, наоборот, в слюдяных или топазовых фациях, т. е. в породах, обогащенных калием, редкими щелочами и другими элементами. Это, по-видимому, объясняется тем, что соединения ниобия обладают более кислыми свойствами, чем тантала, а последнего, естественно, — более основными (Бабко и др., 1963).

Прямая зависимость между количеством щелочей и содержанием в породе тантала наблюдается и в апокарбонатных грейзенах (рис. 4), в которых количество тантала достигает 10 *г/т* при среднем содержании его в осадочных породах 3,5 *г/т*. Содержание ниобия в них не превышает 20 *г/т*, что равно среднему содержанию этого элемента для оса-

дочных пород (Виноградов, 1962). В кварцевых жилах количество ниобия и тантала обычно ниже, чем в грейзенах, и составляет 7—10 *г/т* Nb и 2 и менее 2 *г/т* Ta. Только в кварцевой жиле с ильменорутилом (пр. 1955, Каракыз) количество ниобия и тантала соответственно равно 60 и 19 *г/т*. Высокие содержания ниобия (до 40 *г/т*) характерны и для

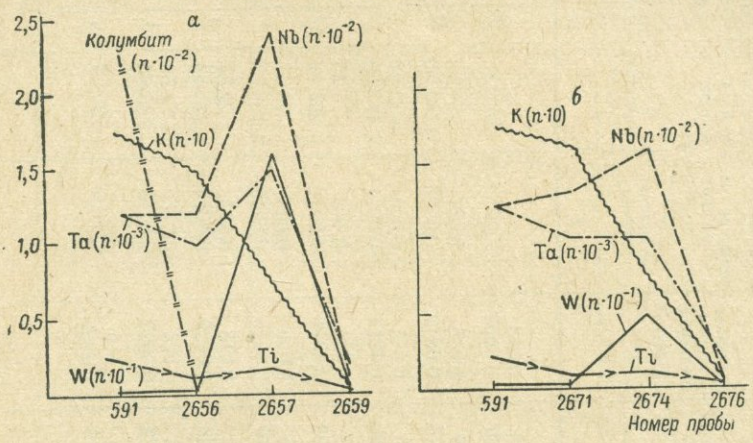


Рис. 2. Диаграмма изменения содержаний Nb, Ta, W, Ti, K (в атомной форме из расчета на объем в 10 000 Å³) и колумбита (в весовых процентах) по зонам грейзеновых тел.

Разрезы: *а* — 148; *б* — 149. Пробы: 591 — гранит; 2656 — альбитизированный, слабо грейзенизированный гранит; 2657 — мусковитово-кварцевый грейзен; 2659, 2676 — кварцевые жилы; 2671 — грейзенизированный гранит; 2674 — топазово-мусковитово-кварцевый грейзен.

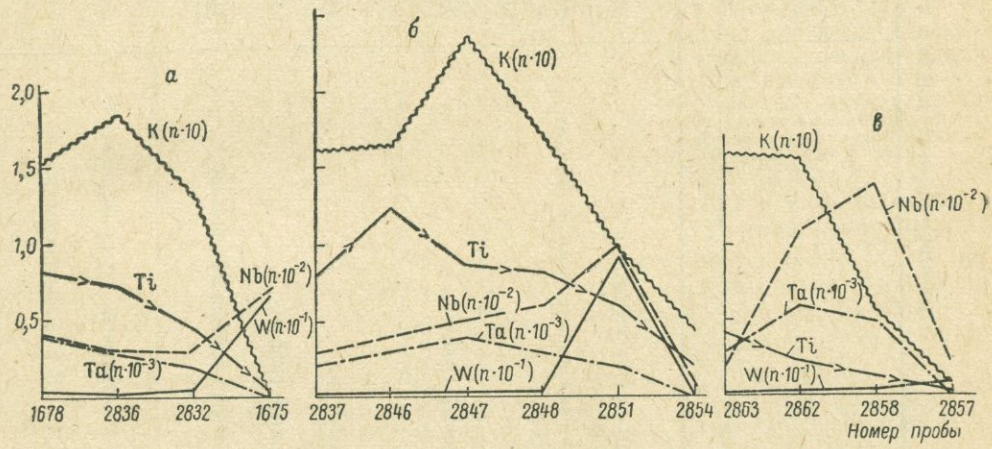


Рис. 3. Диаграмма изменения содержаний Nb, Ta, W, Ti, K (в атомной форме из расчета на объем в 10 000 Å³) по зонам грейзеновых тел.

Разрезы: *а* — 154; *б* — 155; *в* — 156. Пробы: 1678, 2837, 2863 — граниты; 2836, 2846, 2862 — слабо грейзенизированные граниты; 2847, 2858 — грейзенизированные граниты; 2848 — кварцево-мусковитовый грейзен; 2832, 2851 — мусковитово-кварцевые грейзены; 1675 — кварцевый прожилок с вольфрамитом; 2854, 2857 — кварцевые жилы.

кварцевого прожилка с вольфрамитом (Аютор). Тантала в нем менее 2 *г/т*.

Зависимость поведения ниобия и тантала от кислотности—щелочности растворов выявляется и при изучении поведения этих элементов по зонам грейзеновых тел (табл. 1, рис. 1, 2, 3, 4). При процессе кислотного выщелачивания (окварцевания), развитом на Ойгаинге и Аюторе, наряду с выносом тантала происходит концентрация ниобия, привнос которого возрастает с увеличением степени грейзенизации (рис. 2, 3).

Таблица 1

Привнос — вынос ниобия и тантала на 10 000 Å³

Местонахождение	Номер разреза	Порода	Номер пробы	Компоненты	Содержание, вес. %	Количество атомов вещества в 10 000 Å³	Привнос (+) — вынос (—) вещества на 10 000 Å³ по отношению к исходной породе		Отношения количеств атомов вещества в 10 000 Å³		
							абсолютная разница	в % к количеству атомов	Nb/Ta	Ti/Nb	Ti/Ta
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Каракыз	147	Исходная порода — аляскит крупнозернистый	1962	Nb	0,008	0,014	—	—	25	19	482
				Ta	0,0007	0,0006	—	—			
		Альбитизированный, слабо грейзенизированный аляскит	1948	Nb	0,009	0,015	+0,001	+7,14	13	10	129
				Ta	0,0014	0,0012	+0,0006	+100,00			
		Грейзенизированный аляскит	1950	Nb	0,006	0,011	—0,003	—21,43	6	28	173
				Ta	0,0020	0,0017	+0,0011	+183,33			
		Топазово-биотитово-кварцевый грейзен	1951	Nb	0,013	0,024	+0,010	+71,43	13	18	230
				Ta	0,0020	0,0018	+0,0012	+200,00			
		Кварцевая жила	1955	Nb	0,006	0,010	—0,004	—28,57	6	6	36
				Ta	0,0019	0,0016	+0,0010	+166,67			
		Грейзенизированный аляскит	1947	Nb	0,010	0,018	+0,004	+28,57	9	33	296
				Ta	0,0023	0,0020	+0,0014	+233,33			
		Топазово-кварцево-биотитовый грейзен	1944	Nb	0,013	0,025	+0,011	+73,57	11	36	401
				Ta	0,0022	0,0022	+0,0016	+266,66			
		Кварцево-магнетитово-биотитово-топазовый грейзен	1945	Nb	0,006	0,014	+0,0015	+250,00	6	49	322
				Ta	0,0019	0,0021					
	148	Исходная порода — гранит биотитовый крупнозернистый	591	Nb	0,007	0,012	—	—	10	17	162
				Ta	0,0014	0,0012	—	—			
		Гранит альбитизированный, слабо грейзенизированный	2656	Nb	0,008	0,012	—	—	13	8	99
				Ta	0,0011	0,0010	—0,00020	—16,7			

Ойгаинг		Мусковитово-кварцевый грейзен	2657	Nb	0,014	0,024	+0,012	+100,00	16	7	105
				Ta	0,0017	0,0015	+0,0003	+25,00			
		Кварцевая жила	2659	Nb	0,0007	0,001	—0,011	—91,70	6	17	92
				Ta	0,0002	0,0002	—0,0010	—83,30			
	149	Грейзенизированный гранит	2671	Nb	0,008	0,013	+0,001	+8,33	12	6	74
				Ta	0,001	0,0010	—0,0002	—16,67			
		Топазово-мусковитово-кварцевый грейзен	2674	Nb	0,009	0,016	+0,004	+33,33	15	6	99
				Ta	0,0011	0,0010	—0,0002	—16,67			
		Кварцевая жила	2676	Nb	0,0007	0,001	—0,011	—91,67	6	33	184
				Ta	0,0002	0,0002	—0,0010	—83,33			
Аютор	154	Исходная порода — гранит роговообманково-биотитовый среднезернистый порфировидный	1678	Nb	0,002	0,004	—	—	10	233	2328
				Ta	0,0004	0,0004	—	—			
		Гранит хлоритизированный, слабо грейзенизированный	2836	Nb	0,002	0,003	—0,001	—25,00	12	211	2625
				Ta	0,003	0,0003	—0,0001	—25,00			
		Мусковитово-кварцевый грейзен	2832	Nb	0,002	0,003	—0,001	—25,00	17	128	2128
				Ta	0,0002	0,0002	—0,0002	—50,00			
		Кварцевый прожилок с вольфрамитом	1675	Nb	0,004	0,007	+0,003	+75,00	—	5	—
				Ta	<0,0002	—	—0,0004	—100,00			
	155	Исходная порода — гранит роговообманково-биотитовый мелко-среднезернистый порфировидный	2837	Nb	0,002	0,003	—	—	17	234	3891
				Ta	0,0002	0,0002	—	—			
		Гранит хлоритизированный слабо грейзенизированный	2846	Nb	0,002	0,004	+0,001	+33,33	12	363	4527
				Ta	0,0003	0,0003	+0,0001	+50,0			
		Грейзенизированный гранит	2847	Nb	0,003	0,005	+0,002	+66,67	13	188	2497
				Ta	0,0004	0,0004	+0,0002	+100,00			
		Кварцево-мусковитовый грейзен	2848	Nb	0,003	0,006	+0,003	+100,00	21	146	3047
				Ta	0,0003	0,0003	+0,0001	+50,00			

Продолжение табл. 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Аютор	155	Мусковитово-кварцевый грейзен	2851	Nb Ta	0,006 0,0002	0,010 0,0002	+0,007 —	+233,33 —	50	57	2852
		Кварцевая жила с включениями грейзена	2854	Nb Ta	0,0007 0,0002	0,001 —	—0,002 —0,0002	—66,67 —100,00	—	183	—
	156	Исходная порода — гранит биотитовый мелко-среднезернистый порфировидный	2863	Nb Ta	0,001 0,0003	0,002 0,0003	— —	— —	8	184	1526
		Гранит альбитизированный, слабо грейзенизированный	2862	Nb Ta	0,007 0,0007	0,011 0,0006	+0,009 +0,0003	+450,00 +100,00	18	20	369
		Грейзенизированный гранит с молибденитом	2858	Nb Ta	0,008 0,0006	0,014 0,0005	+0,012 +0,0002	+600,00 +66,67	29	10	278
		Кварцевая жила	2857	Nb Ta	0,001 0,0002	0,002 —	— —0,0003	— —100,00	—	17	—
Каракыз	145	Исходная порода — мраморизованный известняк мелкозернистый	1928	Nb Ta	<0,0007 <0,0002	— —	— —		—	—	—
		Слюдисто-топазово-магнетитово-флюоритовая мелкозернистая порода	1926	Nb Ta	0,002 0,0002	0,005 0,0003	+0,005 +0,0003	+ +	16	6	91
		Топазово-магнетитово-слюдисто-флюоритовая мелкозернистая порода	1927	Nb Ta	0,002 0,0004	0,005 0,0005	+0,005 +0,0005	+ +	10	6	55
Ойгаинг	150	Исходная порода — мраморизованный известняк средне-мелкозернистый	2678	Nb Ta	<0,0007 <0,0002	— —	— —		—	—	—
		Флюоритово-альбитово-слюдяная средне-мелкозернистая порода	2679	Nb Ta	0,002 <0,0002	0,004 —	+0,004 —	+	—	292	—
		Альбитово-топазово-флюоритово-слюдяная средне-мелкозернистая порода	2681	Nb Ta	0,002 0,0010	0,004 0,001	+0,004 +0,001	+ +	4	344	1427

Обращает внимание большое сходство в поведении ниобия и вольфрама, концентрирующихся в одних и тех же зонах грейзеновых тел (рис. 1, 2, 3). Это объясняется, по-видимому, близостью кристаллохимических свойств этих элементов и возможностью широкого изоморфизма между ниобием и вольфрамом в вольфрамитах (Shröcke, 1960).

Наряду с тенденцией привноса ниобия с увеличением степени грейзенизации по разрезам 147 (Каракыз) и 154 (Аютор) отмечается вынос ниобия из внешних зон и его концентрация во внутренних зонах. Это позволяет предположить, что не весь ниобий был привнесен. Часть его, очевидно, извлекалась из минералов вмещающих пород с последующим переотложением и образованием повышенных концентраций в грейзенах (рис. 1) и кварцевых жилах (рис. 3, разрез 154). По вертикали максимальный привнос ниобия и тантала характерен для нижнего горизонта кварцево-грейзенового тела (разрез 155). Анализ отношения Ti/Nb показывает, что в процессе окварцевания оно уменьшается с 17 до 7 вследствие накапливания ниобия и выноса титана, а в апокарбонатных грейзенах возрастает до 344, что обусловлено осаждением здесь вынесенного титана (Ойгаинг). Следовательно, в результате процесса кислотного выщелачивания и последующего осаждения происходит разделение ниобия и титана. Рост отношения Ti/Nb наблюдается и при образовании слюдяных и топазовых фаций Каракыза, где привнос титана опережает накопление ниобия.

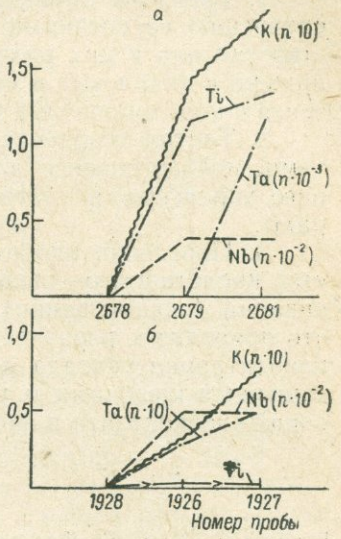


Рис. 4. Диаграмма изменения содержаний Nb, Ta, Ti, K (в атомной форме из расчета на объем в 10 000 Å³) по зонам тел апокарбонатных грейзенов.

Разрезы: *а* — 150 (Ойгаинг); *б* — 145 (Каракыз). Пробы: 1928, 2678 — мраморизованные известняки; 1926 — слюдисто-топазово-магнетитово-флюоритовая порода; 2679 — флюоритово-альбитово-слюдяная порода; 2681, 1927 — альбитово-топазово-флюоритово-слюдяная порода.

Тантал при окварцевании, как правило, выносится вместе с титаном, калием, редкими щелочами и другими элементами, с которыми он вместе отлагается из растворов при образовании существенно слюдяных и топазовых фаций грейзенов и апокарбонатных грейзенов (рис. 4). Таким образом, между танталом, с одной стороны, и калием, редкими щелочами, с другой стороны, существует прямая зависимость. С титаном же, несмотря на сходство в их поведении, у тантала наблюдаются и различия, на что указывает уменьшение величины отношения Ti/Ta при окварцевании со 162 до 74 вследствие более интенсивного выноса титана во вмещающие карбонатные породы. Здесь, в апокарбонатных грейзенах, величина отношения Ti/Ta возрастает до 1427.

Приведенные выше данные показывают, что тантал и ниобий в процессе высокотемпературного окварцевания ведут себя различно, что отражается и на изменении Nb/Ta-отношения, которое в кварцевых фациях грейзенов повышается до 16—50, а в существенно слюдяных и топазовых фациях падает до 6. Накапливание тантала по сравнению с ниобием обусловливает понижение отношения Nb/Ta до 4 и в апокарбонатных грейзенах, сложенных слюдяными породами. Таким образом, развитие процессов кислотного метасоматоза в гранитах, содержащих ниобий и тантал, во-первых, приводит к разделению этих элементов вследствие большей подвижности фторкомплексных или фтороксикомплексных соединений тантала, в форме которых возможен его перенос,

чем соединений того же типа ниобия, а во-вторых, создает объективные возможности для образования послемагматических концентраций тантала в более поздних метасоматических фациях, обогащенных щелочами, на что указывают и другие авторы (Беус и др., 1968).

Выводы

1. Грейзены характеризуются высокими содержаниями ниобия по сравнению со средними содержаниями его в кислых породах. Количество тантала в них различно и зависит от составов грейзенов. Оно понижено в кварцевых и повышено в слюдяных и топазовых фациях грейзенов и апокарбонатных грейзенов.

2. Тантал-ниобиевая минерализация в грейзенах связана с гранитами, подвергшимися альбитизации и слабой грейзенизации площадного характера и содержащими тантал-ниобиевые акцессорные минералы.

3. Поведение ниобия и тантала в грейзеновом процессе определяется кислотностью—щелочностью растворов. При кислотном выщелачивании (окварцевании) происходит привнос ниобия и вынос тантала, что приводит к разделению этих элементов и создает предпосылки для концентрации тантала в более поздних метасоматических фациях, обогащенных щелочами и расположенных как в самих гранитах, так и в зонах экзоконтакта в апокарбонатных грейзенах.

ЛИТЕРАТУРА

Бабко А. К., В. В. Лукачина, Б. И. Набиванец. 1963. Растворимость и кислотно-основные свойства гидратов окисей ниобия и тантала. Журнал неорганической химии, т. 8, № 8.

Барабанов В. Ф., Л. Ф. Сырицо. 1966. Влияние ниобия, тантала и скандия на удельный вес вольфрамита. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, ч. 95, вып. 5.

Беус А. А., В. В. Беренгилова, Л. И. Грабовская, Г. Г. Кочемасов, Л. А. Леонтьева, А. А. Ситнин. 1968. Геохимические поиски эндогенных месторождений редких элементов (на примере тантала). М., изд. «Недра».

Бугаец А. Н., В. А. Нарсеев. 1964. К вопросу о распределении ниобия в некоторых гранитных массивах Казахстана. «Геохимия», № 1.

Виноградов А. П. 1962. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. «Геохимия», № 7.

Зуев В. Н., Л. Б. Зубков, Л. Б. Чистов. 1967. О формах нахождения тантала и ниобия в грейзенизированных вольфрамитоносных гранитах и вольфрамитах одного из месторождений СССР. В сб.: «Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений». Изд. ЛГУ.

Калинин Е. П., Б. А. Голдин. 1967. Распределение тантала и ниобия в апогранитах гранит-гранодиоритового массива Маньхамбо (Южная часть Печерского Урала). «Геохимия», № 3.

Кузьменко М. В., Е. М. Еськова. 1968. Тантал и ниобий. В сб.: «Генетические типы месторождений и геохимия». М., изд. «Наука».

Рудник В. А. 1966. Атомно-объемный метод в применении к метасоматическому минерало- и породообразованию. Л., изд. «Недра».

Чухров Ф. В., Л. Б. Шлайн. 1962. Об изменениях вещественного состава при грейзенизации гранитов Коунрадского массива. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9.

Шувалов В. Б. 1966. О минеральном составе грейзенов верховьев бассейна р. Пскем (Западный Тянь-Шань). Тр. Ташкент. гос. ун-та, вып. 273. Ташкент.

Rankama K. 1947. On the geochemistry of columbium. Science, 106, No 2740.

Schröcke H. 1960. Isomorphiebeziehungen in der Wolframitgruppe. Heildelberg, Beitr. Mineral. und Petrogr., 7, H. 3.

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ШЕЕЛИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ФИЗИЧЕСКОЕ И ХИМИЧЕСКОЕ РАЗРУШЕНИЕ КРИСТАЛЛОВ ШЕЕЛИТА

В. В. Буканов, Н. П. Юшкин

Институт геологии Коми филиала АН СССР

Шеелит считается одним из наиболее устойчивых минералов в зоне гипергенеза, поэтому шлиховой метод поисков шеелитовых месторождений издавна используется как ведущий. Однако в последнее время накапливается все больше фактов, свидетельствующих о заметном химическом и физическом разрушении шеелита в определенных условиях земной поверхности. Так, В. Вакар (1941) показал, что на одном из вольфрамовых месторождений Приполярного Урала шеелит почти полностью вынесен из приповерхностных участков жил и в то же время не образует резкого вторичного ореола рассеяния. Подобные факты заставляют с осторожностью относиться к результатам шлиховых поисков, однако внесение соответствующих коррективов в них требует изучения особенностей и механизма гипергенного разрушения шеелита.

Исследуя минералогию гидротермальных месторождений Приполярного Урала, мы встретились с довольно разнообразными проявлениями химического и физического разрушения шеелита. Их особенности разбираются на примере двух месторождений: одного из хрусталеносно-вольфрамовых и Торговского висмут-молибден-вольфрамового, являющихся представителями двух разных типов вольфрамовой минерализации.

Особенности локализации и краткая минералогическая характеристика шеелита. а. Шеелит хрусталеносных жил. Хрусталеносные жилы с шеелитом локализованы в зонах дробления доломитовых мраморов, прорванных апофизами гранодиоритовой интрузии. Устанавливается два этапа в формировании кварцево-жильного комплекса: первый — этап формирования собственно кварцевых жил, и второй — этап формирования хрусталеносных гнезд, сопровождавшийся перекристаллизацией жил первого этапа и изменением их минерального состава. Кристаллизация шеелита связана со вторым этапом минералообразования (Буканов и Буканова, 1967). Наряду с кварц-шеелитовыми жилами и гнездами на месторождении развиты кварцевые жилы с сульфидами Fe, Cu, Pb, Zn, содержащие иногда редкую вкрапленность самородного золота.

Кристаллы шеелита имеют размер от 2 до 45 *мм* по оси *c*, облик кристаллов изометричный, габитус тетрагонально-дипирамидальный (рис. 1). Наиболее хорошо выраженными габитусными гранями во всех комбинациях характеризуются формы {011} и {111}. Часто кристаллы имеют мозаичное и скелетное строение, изредка встречаются двойники

по (010). Грани кристаллов покрыты очень тонкой скульптурой роста и вторичной штриховкой скольжения (Буканов, Юшкин, 1969).

Цвет шеелита желтый, оранжево-желтый, красновато-оранжевый, кристаллы непрозрачны. Показатели преломления ($\pm 0{,}002$) : $Ng = 1{,}935$; $Np = 1{,}918$; $Ng - Np = 0{,}017$, удельный вес $6{,}07 \pm 0{,}01$, средняя твердость 330 *кГ/мм*^{2}. Содержание примесей незначительное: SrO — 0,02%; TiO_2 — 0,01%. В сотых долях процента установлены микропримеси Si и Mg, в тысячных — Al, Fe, Mn, Cu. Содержание ΣTR_2O_3 — 0,19%, состав их в процентах от суммы без иттрия: La — 4,1; Ce — 24,8; Pr — 7,2; Nd — 26,9; Sm — 12,2; Eu — 6,5; Gd — 9,3; Tb — 1,6; Dy — 4,0; Ho — 0,3; Er — 1,6; Tu — 0,3; Yb — 0,7; Lu — 0,3.

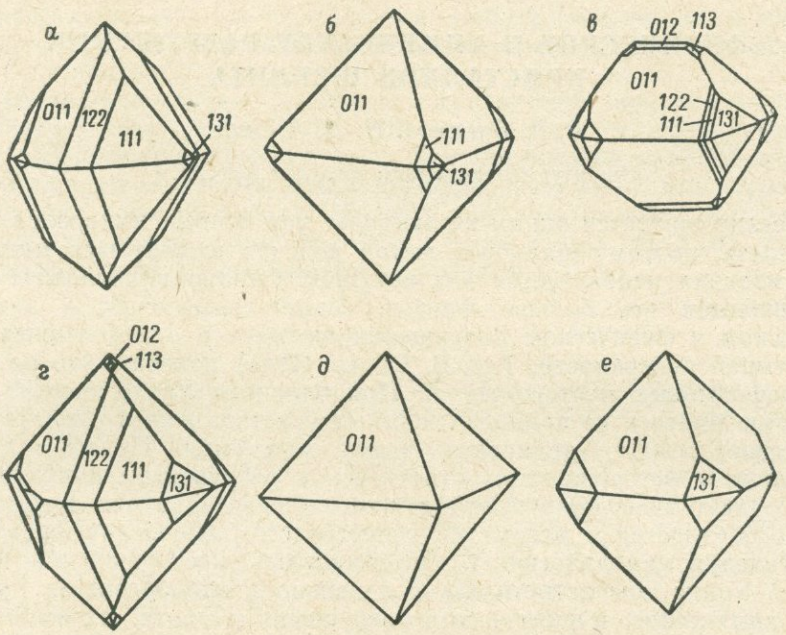


Рис. 1. Кристаллы шеелита из месторождений Приполярного Урала.

Кристаллы хрусталеносных жил: *а—б* — наиболее обычные типы; *в* — редко встречающийся тип; *г* — эпизодически встречающийся тип. Кристаллы Торговского месторождения: *д* — наиболее обычный тип; *е* — редко встречающийся тип.

б. Шеелит кварцевых жил Торговского месторождения. Торговское висмут-молибден-вольфрамовое месторождение представлено свитой четковидных кварцевых жил, приуроченных к зоне сложного тектонического нарушения, контролируемой контактом кварцево-серицит-хлоритовых сланцев с дайкообразным телом кварцевых порфиров. Кварцевые жилы сложно построены и несут телескопированную минерализацию. По данным изучения онтогении минерального выполнения жил отчетливо выделяются три стадии минерализации: берилл-шеелитовая, касситерит-пирит-халькопиритовая и молибденит-айкинитовая. Характерным для ранней стадии является образование основной массы железо-магнезиального хлорита, а в последнюю стадию наиболее интенсивно проявилась мусковитизация жильного кварца и вмещающих пород. Кристаллизации минералов каждой новой стадии предшествовало дробление и пластическая деформация ранее отложившихся минералов, а кристаллизация сопровождалась перекристаллизацией жильного кварца и окварцеванием вмещающих пород. Во все стадии формирования месторождения прояв-

лялись метасоматические процессы, доминирующие во вторую и особенно в третью стадии. Шеелит образовался в основном в результате замещения первичного вольфрамита в заключительные моменты первой стадии, но не позднее. Поэтому основная масса его представлена призматическими псевдоморфозами по вольфрамиту или неправильной формы гнездами. Достоверные случаи более ранней, чем вольфрамит, кристаллизации шеелита неизвестны, но переотложение шеелита в процессе замещения вольфрамита с образованием идиоморфных кристаллов представлено довольно широко.

Кристаллы шеелита размером до 15—20 *мм* имеют изометричный облик и дипирамидальный габитус (рис. 1, *д, е*). Очень редки параллельные сростки и мозаичные кристаллы. Грани кристаллов обычно неровны, шероховаты, зазубрены. Сложная скульптура их поверхности является скульптурой отпечатков одновременно кристаллизовавшихся чешуек хлорита, и только на отдельных участках проявляется скульптура роста в виде ступенчатых криволинейных выходов слоев роста на грань.

Цвет шеелита молочно-белый, иногда с вторичной желтоватой, розоватой или буроватой окраской, реже сероватой за счет большого количества реликтов вольфрамита. Показатели преломления ($\pm 0{,}002$): $Ng = 1{,}925$—$1{,}932$; $Np = 1{,}913$—$1{,}920$; $Ng - Np = 0{,}012$; удельный вес 5,810—6,088 (средний 5,984), т. е. немного ниже, чем у шеелита хрусталеносных жил.

Состав примесей в торговском шеелите более сложен. Спектральными и химическими анализами в нем постоянно обнаруживаются (в процентах): десятые доли Si, Al, Mg, Sr, Ba, Pb; сотые доли Fe, Mn, Mg, Nb, Bi; тысячные доли Ti, Cu, Ag, Sn и $1{,}3 \cdot 10^{-4}$ Be. Повышено и содержание редких земель ($\Sigma TR_2O_3 = 0{,}27\%$) с примерно равноправной ролью иттриевой и цериевой групп. Люминесцентным анализом устанавливается присутствие Sm, Eu, Tb, Dy.

Таким образом, шеелит хрусталеносных жил и шеелит Торговского месторождения заметно различны по кристалломорфологии, физическим свойствам и химическому составу, что отражает различные условия их образования.

Разрушение шеелита в хрусталеносных жилах. В хрусталеносных жилах мы встречаемся с одним процессом разрушения шеелита — его очень интенсивным растворением. Большая часть кристаллов несет очень четкие следы природного травления. О первичной форме роста можно судить лишь по сравнительно редким непротравленным кристаллам, грани которых не подверглись растворению благодаря покрывающей их кварцевой „рубашке".

Сильно протравленные кристаллы характеризуются резким изменением их облика от изометричного к толстотаблитчатому и образованием отрицательных углублений (ось которых совпадает с осью [001] кристалла) с положительными конусами — останцами между ними. Часто травление заходит настолько далеко, что в кристалле образуются сквозные отверстия, параллельные [001]. В других направлениях травление развивается путем закругления ребер и постепенного растворения округлой поверхности. При этом образуются системы перистых скульптур, вытянутых по [001] и несколько заостренных к вершине кристалла (рис. 2). Каждая элементарная скульптура имеет выпуклую округлую форму, но состоит из множества узких площадочек, сопрягающихся друг с другом, что выражается в густой штриховке, параллельной одному из удлиненных ребер скульптуры.

В конечном итоге естественное травление приводит к образованию системы округлых конусов растворения, причем на всех изученных

кристаллах достигается одна и та же геометрическая картина, которую, видимо, можно принять как конечную форму растворения, устойчивую в данных условиях (рис. 3). По данным гониометрических и фотогониометрических исследований, она может быть охарактеризована совокупностью световых рефлексов, сведенных на гномостереографическую проекцию (рис. 4). Эта световая картина из системы кольца и восьмилучевого креста характеризует форму конуса растворения. Связь между положительным и отрицательным конусами биконуса осуществляется образованием округлой поверхности, сопрягающей грани (011), (131), (131) и (011). Так как поверхность конуса растворения густо исштрихована, а каждый штрих по сути дела является элемен-



Рис. 2. Конуса растворения на природном спайном сколе кристалла шеелита из хрусталеносной кварцевой жилы (задымлено магнием).

тарной копией конуса, то округлость приграничной зоны конусов (hkl) и ($hk\bar{i}$) в биконусе проявляется на всем кристалле, а не только в соответствующих поясах (011)—(131)—(131)—(011) и т. п.

Информация о времени природного травления кристаллов шеелита и о характере травящих растворов может быть получена в результате исследования кристалломорфологических особенностей более ранних и более поздних, чем шеелит, минералов, в частности кварца. На гранях положительного и отрицательного ромбоэдров кварца в зависимости от условий кристаллизации могут развиваться два типа вициналь-ных пирамид (Kalb, 1930). Оба они фиксируются и на кварце из хрусталеносных месторождений Приполярного Урала (Буканов, Карякина, 1968). Геолого-минералогические данные и экспериментальные исследования В. С. Балицкого (устное сообщение) доказывают, что вицинали первого типа (по Г. Кальбу) образуются на гранях кристаллов, растущих из щелочных растворов, в то время как вицинали второго типа отражают кислую среду кристаллизации.

В кварцевых жилах с шеелитом ранние кристаллы кварца, на которые нарастает шеелит, несут исключительно вицинали первого типа.

Мелкие кристаллики кварца с вициналями второго типа образуют друзовые корочки на ранних кристаллах. Разница в условиях кристаллизации и, вероятно, в структурных особенностях кварца первой и второй генераций была столь велика, что кристалл первой генерации выступал лишь как субстрат для зарождения кристалликов второй генерации.

Совершенно аналогичные друзовые корочки кварца с вициналями второго типа часто покрывают и кристаллы шеелита, образуя на их гранях „рубашки". Кристаллы шеелита под корочками либо почти совсем не захвачены растворением, либо находятся в самых начальных стадиях травления. И эти следы травления указывают, что начало растворения шеелита можно связать с началом кристаллизации кварца второй генерации. Но наибольшей интенсивности растворение достигло после окончания кристаллизации кварца II, что привело к образованию конечной формы растворения на незащищенных кварцевыми корочками кристаллах шеелита.

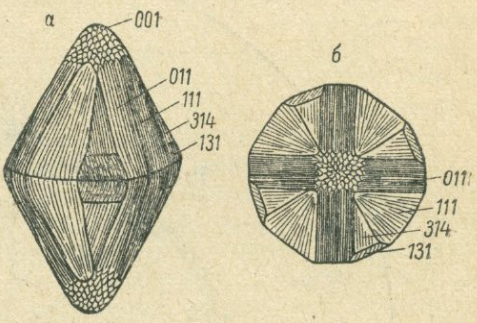


Рис. 3. Форма конуса растворения (конечная форма растворения) кристаллов шеелита.

а — аксонометрическая проекция; *б* — вид сверху.

Таким образом, растворение кристаллов шеелита произошло в результате изменения щелочной среды на слабокислую с прогрессирующим увеличением кислотности. Это подтверждается и экспериментальными данными, свидетельствующими об увеличении скорости растворения шеелита с усилением кислотности растворов (Мясников, 1941). При этом происходит выделение вольфрамовой кислоты, устойчивой в кислых средах. Следовательно, растворение шеелита является не гипергенным, а гидротермальным процессом, на что указывает и высокая интенсивность травления.

Разрушение шеелита на Торговском месторождении. В отличие от шеелита хрусталеносных жил шеелит Торговского месторождения подвергался лишь гипергенному разрушению, как химическому, так и физическому.

а. Химическое разрушение шеелита в гипергенных условиях, так же как и в гидротермальных, проявляется в травлении поверхности кристаллов, выраженном, однако, несоизмеримо слабее. Кристаллы со следами растворения имеют шероховатые, очень тонкоизъеденные грани, несколько затупленные ребра и вершины. Поверхности открытых трещин в кристаллах также тонкоизъедены. Участки граней, экранированные приросшими к ним чешуйками хлорита, травлением не захвачены. Для многих кристаллов характерно не сплошное, а локальное развитие травления на отдельных участках граней вблизи различных дефектов.

Форма фигур травления сходна с описанной выше для шеелита хрусталеносных жил, в их основе лежат те же конусообразные фигуры с перистой штриховкой. Однако ни в одном случае конечная форма растворения не достигается. На фотограммах фиксируются лишь отрезки световых лучей, по которым угадывается тенденция к развитию картины, изображенной на рис. 4.

Таким образом, гипергенное травление шеелита кристалломорфологически выражается так же, как и самая начальная стадия гидро-

термального, с той же тенденцией эволюции форм растворения. Усиление степени травления кристаллов вблизи окисляющихся скоплений сульфидов указывает на кислый характер природного травителя, т. е. поверхностных инфильтрационных вод с растворенной за счет окисления сульфидов серной кислотой.

б. Физическое разрушение шеелита происходит значительно интенсивнее химического и приводит к почти полному удалению этого минерала из приповерхностной части жил на глубину 10—

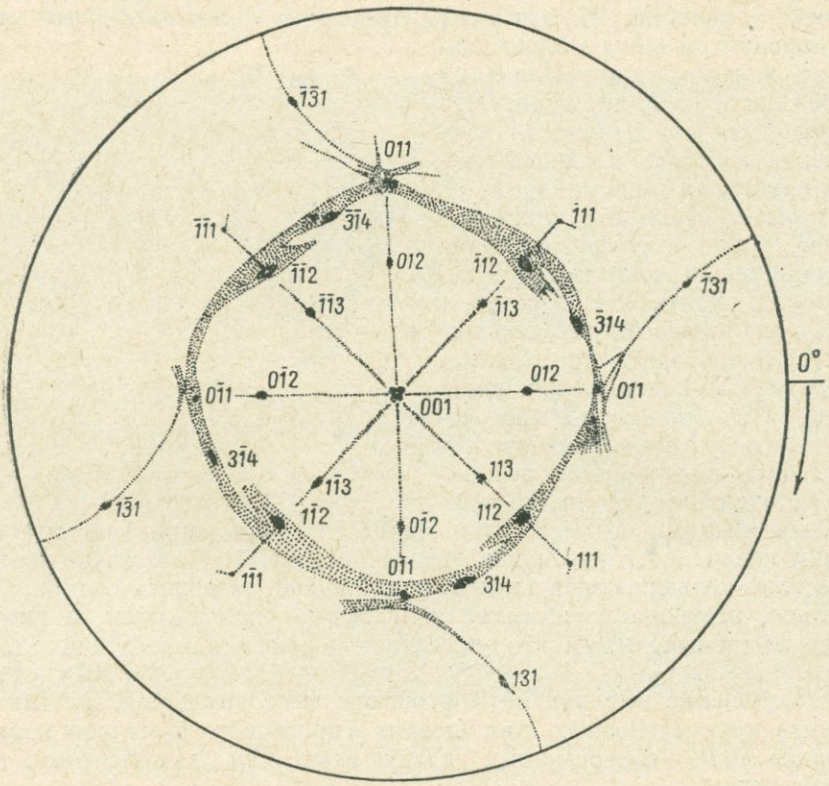


Рис. 4. Гномостереографическая проекция световой картины кристалла шеелита в конечной стадии растворения.

20 *см*. На этот процесс впервые обратил внимание В. Вакар (1941). Физическое разрушение шеелита обусловлено морозным выветриванием, т. е. разрушающим действием замерзающей воды. Условия для такого выветривания весьма благоприятны, так как в длительные осенний и весенний периоды для Приполярного Урала характерна очень частая, даже в течение одного дня, смена плюсовых и минусовых температур.

В результате резких изменений температуры кристаллы шеелита вследствие их слабой теплопроводности сильно растрескиваются. Тонкие волосяные трещины, контролируемые преимущественно плоскостями возможной спайности по {111}, образуют густую сетку. Трудно извлечь кристалл шеелита из гнезда неповрежденным: в руках он сразу же рассыпается на мельчайшие осколки. Эти капиллярные трещинки интенсивно впитывают почвенную и атмосферную влагу, периодическое

замерзание которой резко усиливает разрушение кристаллов. В конечном итоге кристаллы диспергируются в так называемый „мучнистый" шеелит, представляющий собой рыхлую каолиноподобную белую массу, часто принимаемую за каолинизированный полевой шпат. Эта масса заполняет гнезда, стенки которых были покрыты кристаллами шеелита, или образует псевдоморфозы по кристаллам, включенным в жильный кварц. В центре псевдоморфоз может оставаться неразрушенное шеелитовое ядро.

„Мучнистый" шеелит по данным оптических, рентгеноструктурных, термических и спектральных исследований представляет собою практически мономинеральную шеелитовую массу с очень незначительной примесью кварца и слюд. Размер самых крупных зерен не превышает 0,02 *мм*, но основная масса гораздо более тонкая, и отдельные зерна ее могут быть изучены только под электронным микроскопом. Размер частиц лежит в пределах 0,0001—0,001 *мм*, форма их обычно неправильная, с зазубренными краями и острыми углами. Иногда границы прямолинейны вследствие разрушения по плоскостям спайности.

„Мучнистый" шеелит обычно выносится из кварцевых жил, и на месте кристаллов шеелита в жильном кварце остаются многочисленные пустотки, на стенках которых сохраняются остатки шеелитового порошка. По ним и устанавливается природа пустоток. Вынос „мучнистого" шеелита преимущественно механический. Острые углы на частицах шеелита не сглажены растворением, но высокая степень их дисперсности несомненно должна интенсифицировать растворение по сравнению с крупными кристаллами.

Образование „мучнистого" шеелита — это специфическая особенность физического разрушения шеелита в условиях полярного климата, хотя дезинтеграция его в той или иной мере характерна для любых месторождений. Но если в Средней Азии, например, максимальная дезинтеграция не превышает 10—15-кратной (Левина, 1954), то для Приполярного Урала она в среднем может оценена как 100 000-кратная и даже выше. Это очень интенсивный процесс, резко ограничивающий накопление шеелита в россыпях.

Вторичные минералы, образующиеся при разрушении шеелита и его минералов-спутников. а. Вторичные минералы шеелитсодержащих хрусталеносных жил и жил с сульфидами, развитых в пределах одного и того же жильного поля, представлены гетитом, англезитом, церусситом, смитсонитом, каламином, малахитом, азуритом, штольцитом и ванадинитом. Для выяснения особенностей разрушения шеелита интерес представляет штольцит, краткая характеристика которого дается ниже, так же как и свойства ванадинита, обнаруженного впервые.

Штольцит из хрусталеносных кварцевых жил детально исследован В. Ю. Эшкиным (1962). Он образует сростки расщепленных и мозаичных кристалликов таблитчатого облика, образованных гранями пинакоида {001} и тетрагональной дипирамиды {115}. Размер кристаллов до 2—3 *см*, цвет их золотисто-желтый, удельный вес 8,248. Состав характеризуется формулой $Pb_{0,964}[W_{0,963}Mo_{0,049}O_4]$, элементы-микропримеси (в %): Si — 0,3—1,0; Al — 0,001—0,01; Mn — 0,0*n*; Bi — 0,*n*; As — 0,*n*; Mg — 0,01—0,1; Fe — 0,00*n*; Cu — 0,001; Ag — сл.; Ca — 0,01; La — сл.; Ce — 0,*n*. Параметры элементарной ячейки: $a_0 = 5{,}429$, $c_0 = 11{,}98$ *кХ*. Сростки кристаллов штольцита нарастают на кристаллы кварца с вициналями I типа, т. е. образовавшиеся в щелочной среде.

Ванадинит встречается в виде мелких кристалликов. Облик их удлиненный, габитус дипирамидально-призматический с определяющей ролью гексагональной призмы. Часто кристаллы имеют мозаичное

строение. Цвет ванадинита красно-бурый, кристаллы прозрачные и полупрозрачные, реже непрозрачные. Параметры элементарной ячейки: $a_0 = 10{,}27$, $c_0 = 7{,}38$ Å. Удельный вес, определенный пикнометрически, 6,291. Средняя твердость, измеренная в разрезе, перпендикулярном к удлинению, — 296,5 *кГ/мм*², в разрезе, параллельном удлинению, — 212,2 *кГ/мм*². Общая средняя твердость кристалла 244 + + 55 *кГ/мм*². Ванадинит содержит следующие элементы-микропримеси (в %): As — 0,5; Mn — 0,03; Ga — 0,005; Bi — 0,07; Cu — 0,001; Zn — 0,04; Ti — 0,25; Cr — 0,0007; Sr — 0,025; Ba — 0,015; Y — 0,01; Sn — 0,004. Обращает на себя внимание повышенное содержание мышьяка, определяющее, видимо, и промежуточное значение параметров элементарной ячейки между ванадинитом $Pb_5[VO_4]_3Cl$ и миметезитом $Pb_5[AsO_4]_3Cl$. Для условий нахождения ванадинита характерно то, что его кристаллы встречаются лишь на участках жил, где другие вторичные минералы, такие как штольцит, смитсонит, церуссит, отсутствуют. Кристаллы ванадинита совместно с кубооктаэдрическими кристалликами пирита нарастают на грани кристаллов кварца, ромбоэдры которых отличаются сложной скульптурой — зарастанием вициналей первого типа по Кальбу вициналями второго типа. И кварц, и ванадинит, и пирит покрываются корочками тонкозернистого кварца с трещинами усыхания, вероятно образовавшегося в результате перекристаллизации опаловидного кремнезема. Заметим, что ассоциация ванадинита с опаловидным кремнеземом вообще характерна для этого минерала, образующегося в зоне гипергенеза (Аносов, Чухров, 1948). Эти факты свидетельствуют о синхронной кристаллизации ванадинита с растворением шеелита, т. е. после смены щелочной обстановки на кислую.

Таким образом, если ванадинит кристаллизовался параллельно с растворением шеелита в тех же условиях, то кристаллизация штольцита происходила позднее (вместе с другими минералами зоны окисления) и в отличающихся условиях, т. е. на участках, где несущие вольфрамовую кислоту кислые растворы нейтрализовались или принимали щелочную реакцию под влиянием вмещающих пород.

б. Вторичные минералы Торговского месторождения образуют более сложный парагенетический комплекс минералов зоны окисления. Причина этому лежит в значительно более сложном комплексе первичных минералов, разрушение которых происходит совместно. Наиболее обычными вторичными минералами на этом месторождении являются кёхлинит, молибдит, вульфенит, чиллагит, штольцит, бисмутит, ванадинит, русселит, вад, гетит, гидрогематит, куприт, малахит, азурит, штетефельдит, сульфаты металлов.

Русселит встречается чрезвычайно редко. Он образует порошковатые налеты и корочки на кристаллах шеелита, выполняет трещинки в них. Чаще русселит образуется по вольфрамиту, а шеелит замещается им только на участках жил с большим количеством сульфидов, в первую очередь айкинита. Цвет русселита зеленовато-желтый, иногда с грязно-серым оттенком. Русселит содержит довольно значительную примесь (проценты) Pb, Mg и Ag, а также микропримеси Sb, Mn, Nb, Cu, Ti, Fe, Co, TR, Sn. Параметры элементарной ячейки: $a_0 = 5{,}461$; $c_0 = 11{,}314$ Å; $c_0 : a_0 = 2{,}072$. Удельный вес 6,60.

Кёхлинит представлен значительно шире. Он встречается как совместно с русселитом, так и образует самостоятельные скопления в наиболее обогащенных молибденитом и айкинитом участках жил. Кёхлинит встречается в виде порошковатых масс желтовато-зеленого цвета, очень тонкозернистых, частицы которых, представленные таблитчатыми кристалликами, можно рассмотреть лишь под электронным

микроскопом. Состав близок к теоретическому составу микропримеси: Ti, Ag (0,n%); Cu, Mg, Ca, Ba, TR (0,0n%); Be, Sc, Mn, Sn (0,00n% и меньше). Удельный вес 7,757. Инфракрасный спектр кёхлинита характеризуется наличием полос поглощения в областях 575, 740 и 860 $см^{-1}$, что не дает возможности отнести этот минерал ни к кристаллохимической группе шеелита, ни к группе вольфрамита и подтверждает правильность выделения его в виде самостоятельной группы.

Штольцит, так же как чиллагит и вульфенит, является одним из наиболее поздних минералов зоны окисления. Он образует мелкие кристаллики, покрывающие стенки каверн и трещин в кварце, корочки лимонита, кристаллы шеелита. На кристаллах штольцита в свою очередь часто фиксируются малахитовые корочки. Размер кристалликов 0,5—1 *мм,* иногда достигает 3—4 *мм.* Кристаллики бесцветные, белые, светло-желтые, желтые. Габитус их дипирамидальный, определяется гранями {101}, реже кристаллы образованы гранями {102} с очень узкими гранями {101} и {100} или без них. Рентгеноструктурные параметры штольцита очень близки к чиллагиту и вульфениту, специфично только отношение $c_0 : a_0$, колеблющееся для разных образцов от 2,198 до 2,207. Состав микропримесей: Bi, Ti, Mg, Sc, Al, Ba, La, Ce (0,0n%); Sc, Mn, Fe, Sn (0,00n%).

Чиллагит ($c_0 : a_0 = 2{,}214$) и *вульфенит* ($c_0 : a_0 = 2{,}235 — 2{,}238$) встречаются очень редко в виде похожих на штольцитовые дипирамидальных кристалликов.

Ванадинит в зоне окисления Торговского месторождения в отличие от ванадинита хрусталеносных жил не образует самостоятельных концентраций в жильном кварце, а в виде неправильной формы зерен рассеян во вмещающих сланцах, формируя широкий ореол рассеяния. Состав примесей в ванадините (в процентах): Mn — 0,001; Ti — 0,02; Ni — 0,002; Zr — 0,01; Mg — 0,01; Si — 0,005; Al — 0,01; Fe — 0,002. Мышьяк, характерный для ванадинита хрусталеносных жил, в торговском ванадините не обнаружен.

Сравнивая особенности химического разрушения шеелита в Торговском месторождении и в шеелитсодержащих хрусталеносных жилах, а также особенности распределения и кристаллизации вторичных минералов, можно прийти к выводу, что разрушение шеелита на последних этапах формирования хрусталеносных жил очень сходно с разрушением, протекающим в гипергенных условиях.

Заключение

Приведенные материалы показывают, что шеелит даже в условиях полярного климата подвержен довольно интенсивному физическому и химическому разрушению. Исследование процессов разрушения шеелита на двух разнотипных его месторождениях позволило выяснить характер и особенности высокотемпературного и низкотемпературного растворения его кристаллов, физической (морозной) дезинтеграции и образования вторичных минералов. Все эти данные заставляют с осторожностью относиться к результатам шлиховых поисков шеелитовых месторождений, к их оценке по выходам на поверхность и к оценке потенциальной рудоносности того или иного интрузивного образования по видимому составу акцессорных минералов. Во всех случаях, особенно когда результаты оценки отрицательны, необходимо проанализировать вопрос о возможности гипергенного разрушения шеелита.

ЛИТЕРАТУРА

Аносов Ф. Я., Ф. В. Чухров. 1948. О ванадатах в зоне окисления месторождений Центрального Казахстана. Зап. Всесоюзн. минер. об-ва, ч. 77, вып. 1.

Буканов В. В., В. А. Буканова. 1967. О новом генетическом типе шеелитовой минерализации. Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 8.

Буканов В. В., Т. А. Карякина. 1968. Новые данные по кристалломорфологии кварца. Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 9.

Буканов В. В., Н. П. Ющкин. 1969. Кристалломорфология шеелита из хрусталеносных кварцевых жил. Минер. сб. Львовск. гос. ун-та, № 23.

Вакар В. 1941. Мучнистый шеелит Приполярного Урала. ДАН СССР, т. 32, № 4.

Левина С. Д. 1954. Минеральные формы вольфрама в окисленных скарнах Средней Азии. Зап. Всесоюзн. минер. об-ва, ч. 83, вып. 2.

Мясников В. С. 1941. Получение синтетического шеелита и некоторые соображения о его генезисе в природе. ДАН СССР, т. 33, № 6.

Эшкин В. Ю. 1962. Штольцит из хрусталеносного месторождения Приполярного Урала. Зап. Всесоюзн. минер. об-ва, ч. 91, вып. 2.

Kalb G. 1930. Die morphologische Bedeutung der dreiseitigen Vizinalphyramiden auf dreieckigen Grundflächen. Zs. f. Krist., 74.

ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД, ВМЕЩАЮЩИХ МОЛИБДЕНИТ-ШЕЕЛИТОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ, НА МЕСТОРОЖДЕНИИ ЧОРУХ-ДАЙРОН (СЕВЕРНЫЙ ТАДЖИКИСТАН)

Б. Ф. Зленко, А. М. Губанов

Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов АН СССР

Подобные данные по геологоструктурным особенностям локализации оруденения и его составу на месторождении Чорух-Дайрон имеются в трудах Н. Смольянинова, Б. Баскина, В. Мясникова, В. Флоренского, Ф. Чухрова, Е. Бутаковой, Д. Мотина, А. Полякова, И. Хамрабаева, В. Петрова, Х. Абдуллаева, З. и А. Королевых, П. Шехтмана, Е. Карповой, Ф. Дылевского, Л. Яхонтовой, З. и А. Сескутовых, Н. Румянцева, В. Чернышева, Б. Кристального, В. Рехарского, поэтому ниже приводятся лишь краткие геологические сведения по рассматриваемому объекту. Месторождение представлено серией рудоносных жилообразных зон метасоматитов, залегающих в верхнепалеозойских гранодиоритах и монцонитах Чорух-Дайронского интрузивного комплекса. Простирание зон северо-восточное с крутым падением; мощности изменчивые, но обычно не превышают нескольких метров; протяженность по простиранию достигает значительных размеров. В рудоносных зонах преобладают пироксен-скаполитовые метасоматиты, пироксен-гранатовые и гранатовые скарны с сопровождающими их околожильными гранитоидами и альбититы. Рудная минерализация распределена в пределах этих зон крайне неравномерно, образуя мелкие жилы и гнезда массивного сложения и прожилково-вкрапленные выделения. Руды являются комплексными: помимо шеелита и молибденита они содержат сульфиды Cu, Fe, Pb, Zn и из редких примесей — самородное золото (табл. 1).

Все проявленные на месторождении послемагматические образования можно разделить на 3 группы: 1) дорудные, предшествовавшие всем типам оруденения; 2) рудные (шеелитовая, сульфидная и магнетитовая минерализация с сопутствующими изменениями) и 3) пострудные (баритовые и кальцитовые жилы). Нами не рассматриваются слабо изученные мелкие магнетитовые жилы и прожилки, простран-

ственно обособленные от шеелитовых и сульфидных руд, и наиболее поздние баритовые и кальцитовые жильные проявления, так как они не имеют достаточно четкой пространственной и генетической связи с вольфрамовым оруденением.

Дорудные метасоматические образования, являющиеся средой, вмещающей оруденение, включают широко распространенные пироксен-скаполитовые метасоматиты, скарны и сопутствующие им околожильные изменения гранитоидов. Возможно, что к дорудным образованиям на месторождении относится часть пироксен-эпидотовых и

Таблица 1

Минеральный состав гипогенных руд месторождения Чорух-Дайрон

(по материалам Н. Смольянинова, Е. Бутаковой, И. Хамрабаева, З. Королевой, Е. Яхонтовой, авторов и др.)

Распространенность минералов	Рудные	Нерудные
Главные	Халькопирит Шеелит Пирит Молибденит	Пироксен Скаполит Гранат Ортоклаз Альбит Кальцит
Второстепенные	Сфалерит Галенит Магнетит Пирротин Марказит	Кварц Турмалин Амфиболы Эпидот Барит Хлорит Серицит Апатит Сфен Десмин Анальцим Пренит
Редкие	Арсенопирит Кобальтин (?) Самородное золото Борнит	Ортит Гейландит Ломонтит

Примечания. 1. В рудах пирротин почти полностью дисульфидизирован и замещен пиритом и марказитом. 2. Подчеркнуты минералы, которые ранее не указывались в составе гипогенных руд месторождения.

турмалиновых жил с кварцем, но они имеют ограниченное распространение и практически лишены вольфрамовой минерализации.

Пироксен-скаполитовые породы вместе с сопутствующими им измененными гранитоидами представлены самостоятельными жильными телами либо слагают в наиболее крупных рудных зонах (Главной и Новой) юго-западные фланги, в то время как в северо-восточных частях этих зон более широко развиты скарны и околоскарновые гранитоиды.

Для скаполитсодержащих жильных тел отмечается четкое симметричное строение с наличием следующих метасоматических зон (от периферии к центру жил): I — околожильные осветленные гранитоиды, II — пироксен-скаполитовые породы и III — скаполитовые породы. I зона представлена измененными гранодиоритами и монцонитами,

в которых из метасоматических образований появляются салит и ортоклаз, но еще сохраняются структуры исходных пород и реликты не полностью замещенных кварца и плагиоклаза. Породы II и III зон имеют метасоматический облик и сложены соответственно скаполитом + салитом (в среднем в отношении 5 : 2) и скаполитом. III зона часто отсутствует. Во всех зонах в качестве акцессорных присутствуют сфен и апатит.

Образование пироксен-скаполитовых жил и сопровождающих их изменений, по мнению большинства предыдущих исследователей и нашим данным, происходило до скарнов, которые иногда пересекают все указанные зоны, выходя за их пределы.

Скарны представлены в основном пироксен-гранатовыми и гранатовыми разностями, реже пироксеновыми, развиваются в тех же структурах, что и пироксен-скаполитовые метасоматиты, но в отличие от них проявляются в меньших масштабах. Скарны занимают своеобразную геологическую позицию, залегая в интрузивных породах без видимой связи с карбонатными отложениями. В скарновых зонах также достаточно четко выражена метасоматическая колонка. Непосредственно с неизмененными гранодиоритами и монцонитами граничит зона осветленных гранитоидов. В ней исчезают первичные темноцветные и частично кварц, которые замещаются салитом; ортоклаз и плагиоклаз присутствуют в виде реликтов и образований, возникших при скарнировании. В следующей зоне, которая иногда выпадает, породы имеют типичный метасоматический облик и сложены салитом и плагиоклазом (в некоторых случаях с примесью граната). Далее идут мелкозернистые пироксен-гранатовые и в центральных частях жил — гранатовые скарны. Из акцессорных во всех зонах встречаются сфен и апатит.

Рассмотренные дорудные метасоматиты имеют инфильтрационное происхождение. Условия формирования подобных метасоматических образований подробно освещены в работах Д. С. Коржинского, В. А. Жарикова и других исследователей.

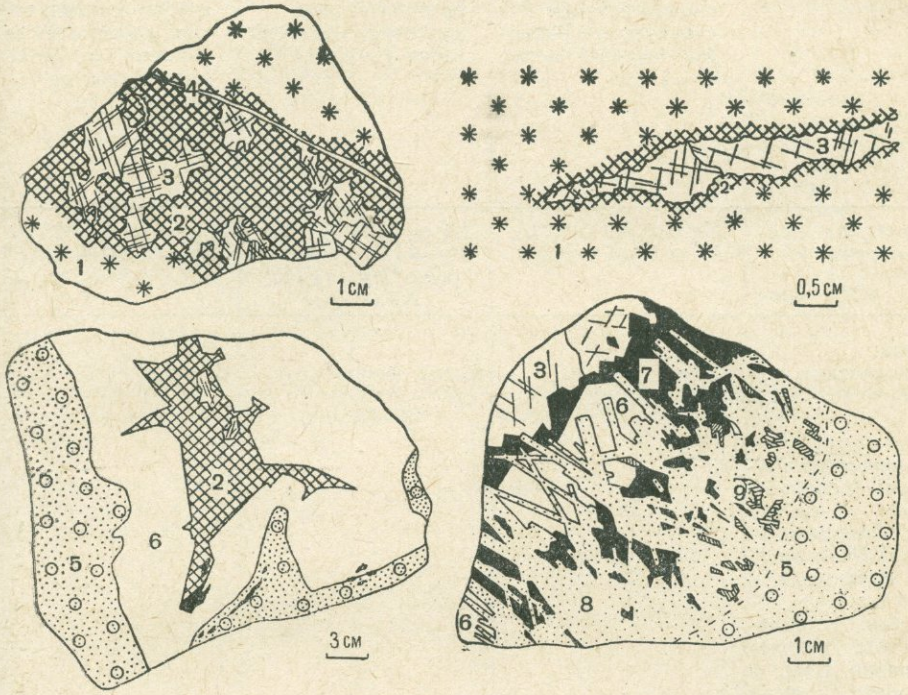
Молибденит-шеелитовая минерализация не выходит за пределы зон скарнирования и пироксен-скаполитовых метасоматитов. Она представлена в них неравномерно распределенными жилообразными телами, линзами, гнездами и вкрапленностью в тех участках, где породы были раздроблены и претерпели специфические околорудные изменения. Основными минералами этих участков являются новообразования скаполита, граната, пироксена, а также альбит, кальцит и кварц. В подчиненных количествах присутствуют тремолит, хлорит, эпидот, апатит, пренит, цеолиты, серицит, ортит.

Отмеченные изменения вмещающих пород распространены шире, чем рудная минерализация и, как видно из приведенного списка минералов, отличаются большим разнообразием.

Присутствие новообразований скаполита, пироксена и граната и их количественные соотношения в значительной степени зависят от состава вмещающих пород. В пироксен-скаполитовых жилах они представлены в основном скаполитом, в подчиненном количестве пироксеном (рисунок, *г*) (иногда с ранним кварцем) и меньше гранатом (рисунок, *в*). В скарнах и околоскарновых гранитоидах из новообразований резко преобладает гранат; здесь мало пироксена и совсем отсутствует скаполит (рисунок, *а, б*). При изучении этих выделений прежде всего обращают на себя внимание их форма и текстурные особенности. В скарнах и пироксен-скаполитовых метасоматитах они обособляются в виде жил сложной формы, линз, прожилков и гнезд, обладающих довольно четкими границами с вмещающими породами (рисунок). При этом для жильных образований здесь характерны изменчивые

мощности, частые раздувы и пережимы. Гнезда имеют изометричную или неправильную форму с извилистыми, но плавными очертаниями. В околожильных гранитоидах преобладают прожилковатые формы без резких изменений мощностей, нередко они представлены сериями сближенных различно ориентированных прожилков, залечивающих тектонические трещины.

Структурно-текстурные особенности этих образований определяются крупнокристаллическим сложением агрегатов и друзовым строением, благодаря чему они четко выделяются на фоне мелкозернистых



Друзовые выделения шеелита и новообразованных граната, скаполита и пироксена в скарнах (*а*, *б*) и пироксен-скаполитовых метасоматитах (*в*, *г*) (схематические зарисовки штуфов).

1 — пироксен-гранатовый скарн; *2* — андрадит; *3* — крупнокристаллический кальцит; *4* — прожилок послерудного кальцита; *5* — альбитизированный пироксен-скаполитовый метасоматит; *6* — шеелит; *7* — пирит октаэдрического габитуса и халькопирит; *8* — альбитизированный новообразованный скаполит; *9* — новообразованный пироксен.

вмещающих пород. Так, например, величина кристаллов и зерен граната, скаполита и пироксена нередко превышает первые сантиметры, что в десятки и сотни раз больше размеров индивидов минералов вмещающих пород. Друзовые текстуры выделений фиксируются четко проявленным последовательным отложением минералов от краев к центру, причем последовательность по явлениям замещения в целом отвечает последовательности отложения, устанавливаемой по идиоморфизму кристаллов. Наиболее ранние минералы (указываются в порядке выделения): скаполит, пироксен с частью кварца, апатит, шеелит и гранат — обычно развиваются по зальбандам жил и гнезд, ориентируясь головками своих кристаллов или комбинациями правильно оформленных граней к их центральным частям, которые выполняются сульфидами, и далее, по направлению от периферии к центру, еще более поздними кварцем, цеолитами и кальцитом (рисунок). При совместном присутствии с новообразованиями скаполита (+пироксена)

Сравнительная характеристика свойств различных разновидностей

Разновидности минералов	Пироксен		
	Породообразующий из пироксен-скаполитовых метасоматитов и околожильных гранитоидов	Породообразующий из скарнов и околоскарновых гранитоидов	Новообразования в зонах скаполитизации и скарнирования
Морфологические особенности	Одиночные зерна и агрегаты гипидиогранобластовой структуры. Размеры зерен менее 1 — 2 *мм*	Одиночные зерна и агрегаты гипидиогранобластовой структуры. Размеры зерен 1 — 2 *мм*	Одиночные кристаллы и агрегаты (часто друзы) призматических кристаллов величиной от долей миллиметра до 50 *мм*
Показатели преломления	$Ng = 1{,}709 - 1{,}713$, $Np = 1{,}681 - 1{,}684$	$Ng = 1{,}725 - 1{,}728$, $Np = 1{,}701 - 1{,}702$, реже $Ng = 1{,}713$, $Np = 1{,}684$	$Ng = 1{,}711 - 1{,}724$, $Np = 1{,}681 - 1{,}698$
Состав:			
по оптическим данным	Салит	Салит, ферросалит	Салит
по химическим анализам (использованы данные Н. Смольянинова, Л. Яхонтовой, Е. Бутаковой и авторов)			
примеси, установленные количественно (*г/т*, в скобках число анализов)			
Sn	20—70 (3)	30 (1)	5 (1)
Ge	Не обн. (3)	—	Не обн. (2)
Ga	18 (1)	6 (1)	—
Be	Не обн. — 4,5 (2)	—	—
Sc	47—78 (4)	20—32 (2)	42—50 (2)
Sr	530 (1)	—	450 (1)

гранат занимает промежуточное положение между этими минералами и сульфидами. Значительно реже вкрапленность изолированных зерен новообразований скаполита, пироксена, граната и шеелита отмечается во вмещающих породах вблизи друзовых выделений.

По составу новообразования скаполита и пироксена существенно не отличаются от аналогичных минералов вмещающих пород. Состав граната изменяется — в нем возрастает содержание трехвалентного железа и в новообразованиях он представлен в основном андрадитом (табл. 2). При этом в андрадитах заметно увеличивается содержание олова.

Скаполит, андрадит, реже пироксен и шеелит замещаются альбитом, имеющим специфическую красную окраску. Мелкозернистые агрегаты альбита с подчиненными количествами хлорита и эпидота широко распространены не только в друзовых выделениях, но и во

Таблица 2

пироксена, скаполита и граната из месторождения Чорух-Дайрон

Скаполит		Гранат	
Породообразующий из пироксен-скаполитовых метасоматитов	Новообразования в зонах скаполитизации	Породообразующий из скарнов	Новообразования в зонах скарнирования и скаполитизации
Агрегаты гипидиогранобластовой структуры. Размеры зерен менее 1 — 2 *мм*	Агрегаты (часто друзы) удлиненных призматических кристаллов и зерен величиной от долей до 80 — 100 *мм*	Агрегаты гипидиогранобластовой структуры. Размеры зерен менее 1 *мм*	Агрегаты (часто друзы) хорошо образованных кристаллов с гранями (110) и (211) либо их комбинациями. Величина кристаллов от долей миллиметра до 20 — 50 *мм*; обычно зональное строение
$No = 1{,}548 - 1{,}551$, $Ne = 1{,}539 - 1{,}542$	$No = 1{,}550 - 1{,}557$, $Ne = 1{,}541 - 1{,}542$	1,818 — 1,836	Преобладают 1,888 — 1,894; в отдельных зонах 1,814 — 1,836
Мейонитовой составляющей 20 мол. % Мейонитовой составляющей 16,3 —22,5 мол. %	Мейонитовой составляющей 20—30 мол. %	Андрадитовой составляющей 52—63 мол. % Андрадит 52 мол. %, гроссуляр 41,4, пироп 2,0, альмандин 4,0, спессартин 0,6	Андрадитовой составляющей 95 — 99 мол. %, в отдельных зонах 49—63 мол. % Андрадит 88,5 — 96 мол. %, гроссуляр 2,1—5,9, пироп 0,3—4,0, альмандин 0,3—1,3, спессартин 0,3—1,3
5—20 (2) Не обн. (1) 10 (2) 4—7 (2) — 510 (1)	3—4 (2) Не обн. (1) 18—19 (2) 1,2—1,5 (2) — 100 (1)	90—330 (2) Не обн. — 5,5 (2) 9—14 (2) — Не обн. (1) 90—370 (2)	1600—3000 (4) Не обн. — 12 (6) 12—30 (3) Не обн. (2) Не обн. — 31 (6) 210—710 (3)

вмещающих породах, где альбит развивается преимущественно по скаполиту и полевым шпатам.

Центральные части друзовых выделений сложены обычно кварцем, тремолитом, цеолитами и крупнокристаллическим кальцитом. Кварц здесь наблюдается в виде скоплений призматических кристаллов, нарастающих на сульфиды и другие более ранние минералы или выполняющих в них межзерновые промежутки. В срастании с кварцем часто наблюдаются тонкоигольчатые кристаллы тремолита, который, кроме того, часто образует псевдоморфозы по новообразованному пироксену. Цеолиты (десмин, гейландит и ломонтит) отмечаются в друзовых выделениях спорадически и в небольших количествах. Они замещают новообразования скаполита и образуют друзы кристаллов, нарастающих на сульфиды, пироксен и шеелит. Остальное пространство в друзовых выделениях с новообразованными скаполитом, андра-

дитом и пироксеном обычно заполнено крупнозернистыми агрегатами кальцита. Некоторые исследователи Чорух-Дайронского месторождения рассматривают кальцит как одновременное образование с андрадитом и частью шеелита, выделяя их в одну парагенетическую минеральную ассоциацию. Однако в ранних работах по месторождению Н. А. Смольяниновым и Л. К. Яхонтовой отмечалось замещение кальцитом зональных кристаллов андрадита. По нашим наблюдениям, кальцит замещает также новообразования скаполита и пироксена, цеолиты и залечивает трещинки катаклаза в сульфидах. При этом кальцит отмечается не только в друзовых выделениях, но также в сильно альбитизированных породах, где он замещает альбит и в свою очередь пересекается тонкими прожилками позднего альбита, возможно возникшими за счет переотложения более ранней генерации этого минерала. Следовательно, кальцит и переотложенный альбит являются самыми поздними минералами друзовых образований.

Рудные минералы: шеелит и сульфиды, хотя в большинстве случаев встречаются совместно, ассоциируют с различно измененными вмещающими породами.

Шеелит в виде зерен, хорошо оформленных кристаллов и их агрегатов наблюдается практически только в друзовых выделениях в ассоциации с новообразованиями андрадита, пироксена и скаполита (рисунок), но в них он встречается не всегда и распределен крайне неравномерно. Кристаллы и зерна шеелита в основном располагаются в пограничной зоне между новообразованным скаполитом (+пироксеном) и андрадитом или, если последний отсутствует, — сульфидами и кальцитом. Иногда кристаллы и зерна шеелита наблюдаются непосредственно по контактам вмещающих пироксен-скаполитовых метасоматитов с друзами андрадита (рисунок, *в*). В шеелитоносных жилах, прожилках и гнездах среди скарнов скопления шеелита приурочены к их границам с андрадитовыми агрегатами. Во всех перечисленных случаях устанавливается замещение скаполита шеелитом и скаполита, пироксена и шеелита — андрадитом, нередко образующим в этих минералах метасоматические прожилки. В подобных прожилках андрадита в богатых вольфрамовых рудах Л. К. Яхонтова отмечала редкие зерна шеелита, которые, вероятно, возникли в результате переотложения более ранних выделений этого минерала.

Сульфидная минерализация в отличие от шеелита широко развита не только в друзовых выделениях, но и в пироксен-скаполитовых метасоматитах, скарнах и околожильных гранитоидах, давая гнездово-прожилковые руды. В этом случае не наблюдается новообразований пироксена, скаполита и андрадита, а отмечается интенсивная альбитизация, предшествовавшая отложению сульфидов. В друзовых выделениях сульфиды, среди которых преобладают халькопирит, пирит с кристаллами октаэдрического габитуса и молибденит, образуют выделения, приуроченные к межзерновым промежуткам скаполита, пироксена, андрадита, шеелита, и отмечаются в виде агрегатов (иногда друз) по границам всех этих минералов с поздним кварцем, цеолитами и кальцитом. Часто сульфиды устанавливаются в виде тонких прожилков, пересекающих и замещающих скаполит, пироксен, андрадит и шеелит. В прожилках молибденита, цементирующих раздробленные кристаллы андрадита и шеелита, по данным Л. К. Яхонтовой, иногда появляются новообразования шеелита, которые имеют незначительное распространение и, скорее всего, связаны с переотложением $CaWO_4$.

Наиболее ранним сульфидом является молибденит; позже него выделялся пирит октаэдрического габитуса и затем замещающие его халькопирит и пирротин. В дальнейшем пирротин был превращен в

мелкозернистые агрегаты марказита и кубических кристалликов пирита. Вслед за дисульфидизацией пирротина происходило выделение наиболее поздних сульфидов — галенита и сфалерита и встречающихся совместно с ними самородного золота и кобальтина (?).

Приведенные материалы позволяют сделать следующие выводы.

1. Друзовые текстуры с последовательным отложением минералов от периферии к центральным частям указывают, что кристаллизация шеелита и новообразований скаполита, пироксена и андрадита происходила в полостях при ограниченной роли метасоматического замещения вмещающих пород.

2. Формирование полостей происходило в тектонически нарушенных участках дорудных метасоматических пород. При этом в околожильных гранитоидах преобладали мелкие приоткрытые тектонические трещины, а в скарнах и пироксен-скаполитовых метасоматитах возникали главным образом полости растворения, на что указывают их морфологические особенности. В процессе формирования полостей растворения рудоносные растворы обогащались компонентами вмещающих пород, которые затем выделялись в виде новообразований скаполита, пироксена и андрадита.

3. Сульфидная минерализация проявилась позднее шеелитовой и ей предшествовала интенсивная альбитизация минералов как внутри полостей, так и во вмещающих скарнах, пироксен-скаполитовых породах и околожильных гранитоидах. В полостях отложение сульфидов происходило в основном при заполнении свободного пространства в центральных частях и интерстиций между кристаллами более ранних минералов с частичным их замещением, а во вмещающих породах сульфиды развивались преимущественно метасоматическим путем.

4. Наличие друзовых агрегатов новообразованных минералов дорудных метасоматических пород в Чорух-Дайронском рудном поле может служить дополнительным поисковым признаком шеелитового оруденения, а обособленное проявление альбитизации — главным образом признаком сульфидного оруденения. Выделение сопровождающих шеелитовое оруденение преобразований в скарнах и пироксен-скаполитовых жилах поможет выделить площади для постановки поисково-разведочных работ, поскольку они имеют меньшее развитие, чем дорудные метасоматиты, но наблюдаются чаще шеелитовой минерализации.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ И СТАДИЙНОСТЬ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ ТЫРНЫАУЗСКОГО МОЛИБДЕНО-ВОЛЬФРАМОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ)

О. В. Кононов, Г. Н. Назьмова

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова

А. Ф. Свириденко

Тырныаузский молибдено-вольфрамовый комбинат

Проблема происхождения структуры Тырныаузского месторождения и ее роли в локализации молибденового и вольфрамового оруденения остается предметом оживленной дискуссии. Во многом это обусловлено тем, что ни одна из существующих гипотез не в состоянии дать достаточно полного и логически стройного обобщения геологической ситуации на месторождении и в рудном поле. В гипотезах, развиваемых А. В. Пэком и его последователями (Курдюков, 1958; Пэк, 1946, 1962), преимущественная роль в развитии геологической структуры и формировании оруденения отводится разрывным нарушениям. Другие исследователи (Каленов, 1948; Нефедов и др., 1958; Хрущов, 1958; Шафранов, 1948) являются сторонниками гипотез, так или иначе отстаивающих важность складчатых структур в локализации рудных тел. И те и другие гипотезы оставляют без объяснения причины противоречивости их фактического обоснования. Кроме того, в них отсутствует рассмотрение связи развития геологической структуры с геологической историей района месторождения. По существу оставлена без внимания связь развития геологических структур, магматической деятельности и многостадийных процессов оруденения.

Предлагаемая трактовка геологической структуры Тырныаузского месторождения объединяет позиции обеих гипотез на основе рассмотрения тектонических деформаций в историческом плане. Этот комбинированный вариант позволяет более обоснованно оценить роль складчатых и разрывных нарушений в локализации молибдено-вольфрамового оруденения. В основу развиваемых представлений положены результаты геологоструктурного и минералогического изучения месторождения и прилегающих к нему участков, ревизия фактического материала предыдущих исследователей и данные о значительном развитии на Северном Кавказе региональных горизонтальных движений (Ажгирей, 1960).

Геологическое положение рудного поля определяется (Курдюков, 1958; Милановский, 1960; Хрущов, 1958; Шафранов, 1948) приуроченностью к тектонически мобильной Пшекиш-Тырныаузской шовной зоне, рассекающей в субширотном направлении породы кристаллического фундамента Кавказа — кристаллические сланцы, мигматиты, гранитогнейсы. Осевая часть шовной зоны в пределах рудного поля сложена метаморфизованными породами среднего палеозоя, северная часть—отложениями верхнего палеозоя и южная — мезозойскими образованиями.

Породы рудного поля прорваны разнообразными по составу, возрасту и морфологии интрузивными телами, которые объединяются в палеозойский и кайнозойский комплексы. К палеозойским относятся герцинские граниты, кварцевые диориты, диорит-порфиры, вероятно, часть ультраосновных пород и дайки спессартитов. В состав мезозойского комплекса входят лейкократовые гранитоиды (гранит-порфиры, плагиогранит-порфиры, аплиты и др.), образующие по форме сложные

тела и дайки, а также другая часть ультраосновных пород. К этому же комплексу относятся эльджуртинские порфировидные граниты, массив которых имеет штокообразную форму. Кайнозойский комплекс объединяет липариты, образующие некки и дайки, и, кроме того, витрофиры и андезито-базальты в виде отдельных даек. Описание этих пород имеется в работах Л. А. Варданянца (1940), С. П. Соловьева (1940), А. В. Пэка (1946, 1962), В. В. Ляховича (1953) и др.

Вследствие интенсивного метаморфизма, связанного с магматической деятельностью мезозойского комплекса, и сложной тектоники взаимоотношения пород рудного поля не везде окончательно расшифрованы и одинаково обоснованы. Особенно это касается среднепалеозойских отложений, среди которых лишь породы карбонатной толщи охарактеризованы фаунистически и отнесены к фаменскому ярусу верхнего девона.

В основании среднепалеозойского разреза залегает гравелитовая толща ($D_{2-3}gr$), сложенная гравелитами с отдельными прослоями песчаников, сланцев, известняков и несортированных крупногалечниковых конгломератов, содержащих характерную гальку кислых эффузивов и гранитов. Эта толща согласно перекрывается карбонатной толщей ($D_3^{fm}c$), представленной в основании толщи тонкослоистыми известняками с прослоями песчаников, в верхах толщи — массивными известняками, вероятно, рифогенной фации с редкими прослоями песчаников.

Выше с частичным размывом залегает песчано-сланцевая толща (D_3—C_1ps), в составе которой преобладают песчаники и сланцы с отдельными прослоями и линзами конгломератов с кварцевой галькой гравелитов, мраморов.

Еще выше с признаками местных размывов залегает вулканогенная толща (C_1vg), сложенная туфами и туфопесчаниками с прослоями яшм и сланцев, туфобрекчиями, пластами диабазов, спилитов, порфиров, кварцевых порфиров и др.

Среднепалеозойские отложения отделены с юга от мезозойских отложений и с севера от верхнепалеозойских отложений крупными разломами. В пределах рудного поля контактовым метаморфизмом терригенно-осадочные и вулканогенные породы превращены в биотитовые, биотит-амфиболовые, биотит-кордиеритовые и андалузитовые роговики и мраморы: рифогенные известняки — в массивные и переслаивающиеся — в слоистые.

Верхнепалеозойские (C_{2-3}—P_1) и мезозойские (J_1) отложения окаймляют осевую часть шовной зоны соответственно с севера и юга. От среднепалеозойских толщ и нижнепалеозойского кристаллического фундамента они отделяются по контактам, природа которых остается не до конца ясной. Предположительно они носят тектонический характер. Особенно проблематична природа контакта среднепалеозойских толщ с нижнеюрскими сланцами, песчаниками и конгломератами. В некоторых местах верхнепалеозойские отложения трансгрессивно перекрывают нижнепалеозойские кристаллические сланцы, хотя чаще имеют с ними тектонические контакты.

Среднепалеозойские отложения образуют крупную брахисинклинальную структуру, осложненную многочисленными тектоническими нарушениями. По Центральному разлому и оперяющим его разрывам она расчленена на тектонические блоки, в пределах которых породы собраны в приразломные складки второго порядка. Разломы характеризуются длительным развитием, имеют различный возраст, амплитуду и направление смещений, причем наряду с субширотными установлены более молодые субмеридиональные. Преобладающая часть широтных

разломов имеет характер сдвигов, связанных с мощными горизонтальными смещениями вдоль шовной зоны и главным образом по Центральному разлому. Часть разломов, особенно с поперечным простиранием, по своей природе являются сбросовыми.

В южном крыле брахисинклинали, отделенном от остальной части структуры по Центральному разлому, где крутое вертикальное залегание пород почти параллельно плоскости сместителя, приразломные складки второго порядка отличаются резко выраженной дисгармоничностью и характеризуются погружением шарниров под большими углами в восточных румбах. Складчатая основа структуры тектонического блока южнее Центрального разлома подчеркивается прежде всего совпадением залегания пород в большей части контактов, которое контролируется параллельным залеганием первичной слоистости. В замковых частях складчатых структур 2-го порядка, например, антиклинали Главного рудного тела и антиклинали пика Веры, расположенной западнее, находятся исключительно массовые мраморы. Крылья и ядра смежных антиклинальных структур сложены в основном слоистыми мраморами, которые подверглись более мелкой гофрировке. Дисгармоничная складчатость связана с горизонтальными смещениями. Об этом свидетельствует прежде всего морфологическая асимметричность складок второго порядка и подобных им мелких складчатых образований с изгибом осевой поверхности к северо-востоку и востоку и совпадение залегания шарниров всех этих складок. О том же свидетельствуют результаты выполненных микроструктурных исследований роговиков и мраморов из крыльев и замковых частей складок, которые показали полное совпадение координатных осей микроструктур по кальциту и кластическому кварцу (типа B- и S-тектонита) с диаграммами трещиноватости и залеганием складок: оси *b* микроструктур параллельны шарнирным осям складок второго, третьего и т. д. порядков, вплоть до плойчатости. Анализ этих данных служит обоснованием предположения о том, что ориентировка минералов, как и образование складчатости, связана с общими скользящими движениями типа сдвигов параллельно слоистости и контактам толщ в плоскости *ab* вдоль оси *a*. Поскольку ориентировка коснулась лишь кластических зерен кварца в биотитовых роговиках, можно сделать вывод о развитии складчатых деформаций по крайней мере в песчано-сланцевых породах лишь до процессов контактового метаморфизма.

Таким образом, в истории формирования геологической структуры района месторождения большая роль принадлежит глубинным разломам, расчленившим среднепалеозойскую складчатую структуру на тектонические блоки. С горизонтальными смещениями вдоль этих блоков или в их пределах связано образование более мелких приразломных складчатых структур типа складок волочения, а также разрывных нарушений, к которым приурочены разновозрастные интрузивные тела, скарново-рудные залежи и жилы с молибдено-вольфрамовым и магнетито-сульфидным оруденением.

Результаты выполненных геологоструктурных исследований и минералогического изучения рудных тел и рудопроявлений показывают, что формирование структур, контролирующих распределение в пространстве молибдено-вольфрамового оруденения и изверженных горных пород, осуществлялось в период верхней юры — нижнего мела последовательно в течение двух главных этапов.

В первый этап мощные горизонтальные смещения в пределах шовной зоны привели к обновлению древних тектонических структур и расчленению толщ рудного поля на тектонические блоки. Смещение сопровождалось внедрением по этим разломам даек ультраосновных

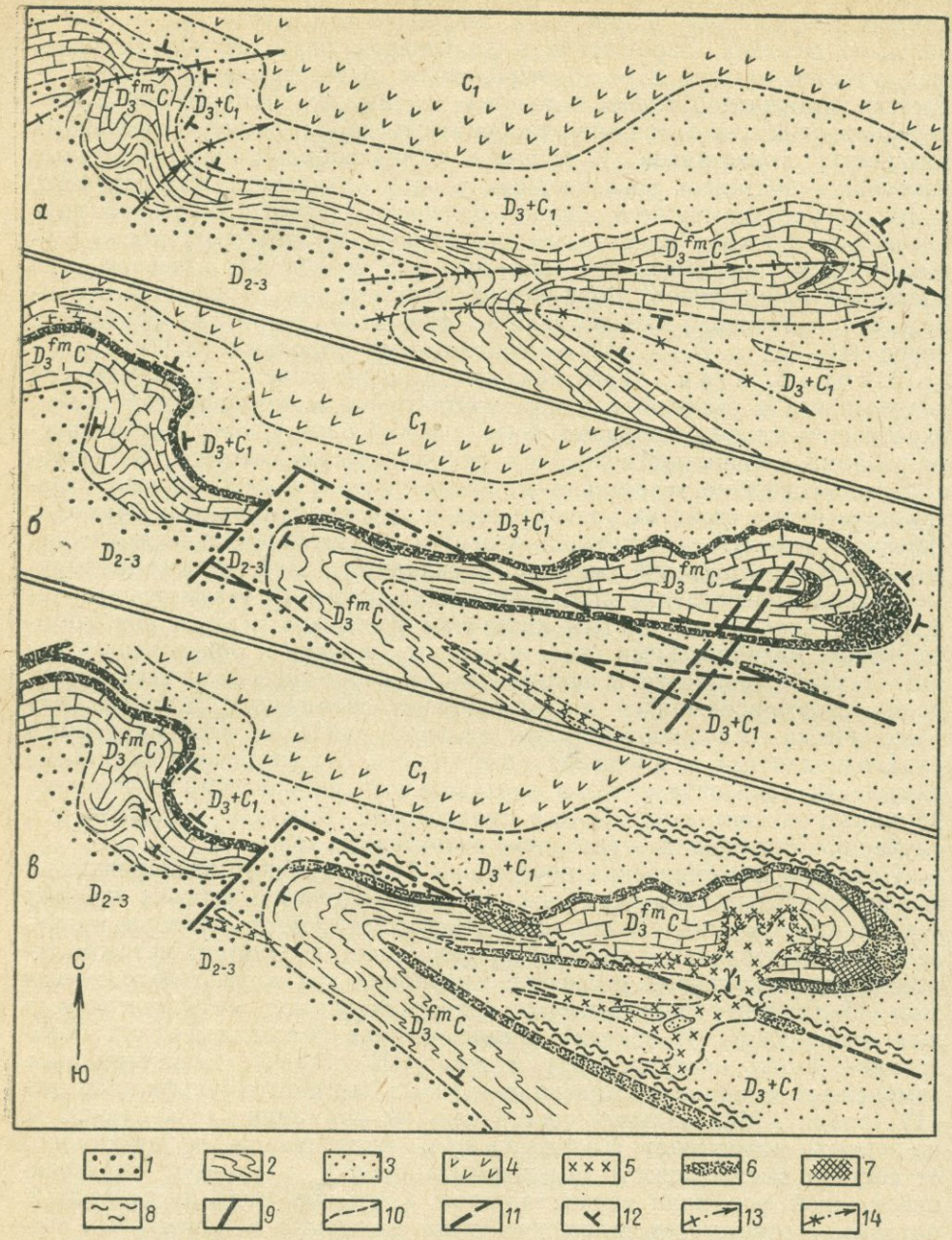
пород и приразломной складчатостью. Со складчатостью этого этапа связано формирование сложнопостроенных дисгармоничных складок с крутым погружением шарниров в тектоническом блоке южнее Центрального разлома. Зарождение и дальнейшее развитие дисгармоничных складок связано с резко выраженной литологической неоднородностью карбонатной толщи вследствие смены по простиранию тонкопереслаивающихся терригенно-карбонатных пород фацией рифогенных массивных известняков. В процессе складкообразования массивные известняки оказались вовлеченными в ядра антиклинальных структур, а тонкопереслаивающиеся породы подверглись мелкоскладчатой гофрировке и служили пластичным основанием, по которому могло осуществляться соскальзывание вышележащих массивных известняков в восточном направлении. Морфологией этих складок определилась причудливо изменчивая конфигурация контактов терригенно-осадочных пород (D_2—$_3$gr и D_3—C_1ps) с карбонатными породами (D_3^{fm}c).

Второй этап характеризовался оживлением магматической деятельности и связанным с нею контактовым метаморфизмом пород, охватившим главным образом тектонический блок южнее Центрального разлома и лишь частично блок, расположенный севернее. В результате метаморфизма терригенно-осадочные породы и карбонатные, утратив пластичные свойства, превратились в хрупкие роговики и мраморы. Именно это послужило причиной развития во втором этапе исключительно разрывных нарушений, сменивших складчатые деформации предыдущего этапа. Значительная часть разрывных нарушений оказалась приуроченной к причудливо смятым контактам роговиков и мраморов, отличающихся механическими свойствами, что привело к образованию зон интенсивного дробления и приоткрывания, особенно в замковых частях ранее сформировавшихся дисгармоничных складчатых структур. Эти тектонически ослабленные зоны явились наиболее благоприятными рудоподводящими и рудоконтролирующими структурами. Разрывные нарушения горизонтального и вертикального направлений проявились не только на контактах. По ним происходили сбросовые смещения, а в случае приоткрывания — внедрение интрузивных тел.

Процессы формирования оруденения Тырныаузского месторождения имели стадийный характер. Они протекали в течение четырех главных стадий второго этапа развития рудоконтролирующих структур и привели к образованию минеральных формаций: контактово-метасоматических околоскарновых роговиков, скарновых зон и связанных с ними жил (I стадия); полевошпатово-гидросиликатовых метасоматитов и жил выполнения (II стадия); выщелоченных метасоматических образований (зоны окварцевания) и жил (III стадия); гидротермально измененных скарнов и минерализованных магнетито-сульфидных зон (IV стадия). Минеральный состав каждой формации очень сложен и, во-первых, испытывает фациальную изменчивость в зависимости от состава вмещающих и замещаемых пород и, во-вторых, образование каждой формации осуществляется в течение ряда подстадий, которым соответствует отложение групп минералов в одинаковых термодинамических условиях, т. е. парагенетических ассоциаций минералов.

Образование молибдено-вольфрамовых минералов связано со всеми стадиями. Основная масса молибдошеелита отлагалась в I и II стадии, молибденита — во II и III, а шеелита — во II и IV стадии. В каждую стадию, как правило, в первую очередь происходило отложение молибдошеелита, а затем молибденита и шеелита (Кононов, 1958).

Пространственное распределение этих минеральных формаций — продуктов последовательных стадий минералообразования — контроли-



Развитие геологической структуры и размещение рудных тел Тырныаузского молибдено-вольфрамового месторождения (план).

а — положение к моменту завершения образования складчатых структур; *б* — к концу формирования скарново-метасоматических зон в первую стадию; *в* — после образования сульфидно-магнетитовых тел в четвертую стадию; *1* — гравелитовая толща D_{2-3}; *2* — карбонатная толща D_3^{fm} с; *3* — песчано-сланцевая толща D_3+C_1; *4* — вулканогенная толща C_1; *5* — лейкократовые гранитоиды (γ); *6* — скарново-метасоматические зоны 1-й стадии; *7* — метасоматиты 2-й стадии; *8* — штокверки и зоны окварцевания 3-й стадии; *9* — зоны магнетитового и сульфидного оруденения 4-й стадии; *10* — литологические границы; *11* — разрывные нарушения; *12* — элементы залегания; *13* — оси антиклиналей; *14* — оси синклиналей.

ровалось направлением и амплитудой повторно-встречных смещений, приведших к последовательному приоткрыванию, дроблению и рассланцеванию пород, в различных частях складок и других структурах с резкими изменениями залегания поверхности разрыва. Этими же факторами контролировались локализация и морфология интрузивных тел — гранит-порфиров, плагиогранитов, аплитов.

Основные моменты развития геологической структуры, размещение и морфология скарново-рудных тел и слагающих их минеральных формаций, а также интрузивных тел схематически показаны на рисунке.

Последовательность стадий минералообразования, формирования интрузивных тел и роль тектонических деформаций во второй этап в их пространственном размещении рассматриваются ниже на примере истории образования Главного рудного тела.

В первую стадию смещения вдоль консолидированной контактовым метаморфизмом системы складчатых структур привели к интенсивному дроблению контактов биотитовых роговиков и массивных мраморов. Дробление сопровождалось значительным приоткрыванием этих контактов и зон трещинного отслаивания в замковой части антиклинали. Это обеспечило свободную циркуляцию минералообразующих растворов и интенсивное взаимодействие их с породами, что привело к образованию скарново-метасоматических зон и связанных с этой же стадией жил во вмещающих роговиках и мраморах и самих скарнах. Минеральный и химический состав пород скарновых зон достаточно подробно описан С. П. Соловьевым (1940), Н. А. Хрущовым (1958), А. В. Пэком (1946, 1962), А. Д. Каленовым (1948), Г. В. Нестеренко (1960) и др. Метасоматическая колонка, развивающаяся за счет биотитовых роговиков, сложена амфибол-плагиоклазовыми роговиками (роговая обманка, андезин, кварц), пироксен-плагиоклазовыми роговиками (диопсид-салит, лабрадор-битовнит № 50—70, сфен, апатит), пироксен-гранатовыми скарнами (салит-ферросалит, гроссуляр-андрадит, молибдошеелит). За счет мраморов обычно развивается волластонитовая зона, затем ферросалит-геденбергитовая с молибдошеелитом. Замыкающая зона обеих колонок представлена пироксеном и гранатом с молибденитом, шеелитом и кварцем. Скарновые породы с унаследованной первичной слоистостью и брекчиевидной текстурой наибольшее развитие получили в замковой части антиклинали, где они слагают седловидную залежь Главного рудного тела. На крыльях этой структуры мощность зон значительно падает, а сами зоны развиты менее полно.

К началу второй стадии произошло существенное осложнение складчатых структур сбросами по системе продольных и поперечных движений. Горизонтальные смещения к востоку вдоль широтных нарушений привели к приоткрыванию поперечных разрывов, которые послужили местом локализации лейкократовых гранитоидов в виде коленчатой дайки с многочисленными апофизами. Одновременно после частичного дробления и приоткрывания в южном и северном крыле седловидной залежи произошло проникновение химически активных минералообразующих растворов. При замещении биотитовых роговиков происходило образование кварцево-плагиоклазовых метасоматитов с молибденитом, за счет пироксен-плагиоклазовых роговиков и пироксен-гранатовых скарнов развивались пироксен-плагиоклазовые метасоматиты с богатой вкрапленностью молибдошеелита и молибденита. Пироксеновые скарны замещались кварцево-пироксеновыми метасоматитами с шеелитом и молибденитом. На контакте с мраморами и среди них образовывались волластонит-везувиановые метасоматиты с флюо-

ритом и кюстеритом, но практически без рудных минералов. Наконец, на контакте лейкократовых гранитоидов с мраморами происходило образование скарновых зон с молибдошеелитом и молибденитом, отличающихся в основном развитием волластонит-везувиановой зоны, высокой железистостью пироксена и отсутствием околоскарновых роговиков.

С метасоматитами этой стадии связана основная часть молибдошеелитового оруденения. Наиболее богатые участки рудных тел располагаются в местах совмещения с рудными зонами первой стадии.

В третью стадию повторно-встречные сдвиговые смещения явились причиной образования зон рассланцевания вдоль крыльев складок и приуроченности к ним штокверка кварц-молибденитовых жил, а также даек аплита. Среди этих жил часть сравнительно крупных и выдержанных по мощности имеет почти широтное простирание, крутое падение и тонкополосчатое строение. Другие жилы маломощны, невыдержаны по залеганию, третьи сложены только молибденитом и образуют так называемые „сухие швы". С этими жилами связано интенсивное окварцевание скарновых зон с почти полным замещением ранее образованных минералов и отложением (и переотложением) шеелита и молибденита.

Четвертая стадия во времени совпадает с очередным внедрением кислых магматических масс по системе круто- и пологозалегающих разрывных нарушений, что привело к образованию Эльджуртинского гранитного массива, в кровле которого находятся комплекс контактово-метаморфизованных пород и скарново-рудные тела. Эльджуртинские граниты пересекают или содержат ксенолиты лейкократовых гранитоидов, которые в свою очередь пересечены кварцево-молибденитовыми прожилками (Пэк, 1962; Хрущов, 1958). На контакте эльджуртинских гранитов с мраморами развиваются своеобразные эндоморфные зоны (Ляхович, 1953). В течение этой стадии сдвиговые смещения вдоль крыльев антиклинали Главного рудного тела привели к преимущественному дроблению контакта скарноворудной залежи с мраморами вдоль северного и лишь частично южного крыльев антиклинали. В зоне дробления ранее образованные скарны и метасоматиты подверглись гидротермальному изменению с отложением андрадито-магнетитовых и пирротиновых линз с халькопиритом, арсенопиритом, сфалеритом и шеелитом.

ЛИТЕРАТУРА

Ажгирей Г. Д. 1960. О некоторых важных закономерностях тектонического строения и движений земной коры. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8.

Варданянц Л. А. 1940. Молодые интрузивные породы Тырны-Ауза. «Сов. геология», № 2—3.

Каленов А. Д. 1948. Очерк минералогии Тырны-Ауза. Уч. записки Кабардинского НИИ, т. III.

Кононов О. В. 1958. О поведении вольфрама и молибдена в процессе формирования Тырныаузского месторождения. Вестн. МГУ, № 3.

Курдюков А. А. 1958. Молибденовое оруденение в роговиках месторождения Тырны-Ауз. Изв. высш. уч. завед., сер. Геология и разведка, № 2.

Ляхович В. В. 1953. Эндоморфное изменение молодых гранитов Баксана в контакте с известняками. Тр. ИГН АН СССР, вып. 148, сер. петр., № 44.

Милановский Е. Е. 1960. О некоторых закономерностях строения и истории тектонического развития шовных зон. Бюлл. Моск. об-ва исп. прир., отд. геол., в. 3, ч. 35.

Нестеренко Г. В. 1960. Некоторые особенности процесса скарнообразования месторождения Тырны-Ауз. «Геохимия», № 4.

Нефедов Н. К., М. В. Тараканов, Г. Д. Ажгирей. 1958. Тырныаузское вольфрамо-молибденовое месторождение. Материалы ГКЗ, сб. 1.

Пэк А. В. 1946. Основные особенности структуры и процесса минерализации месторождения Тырны-Ауз. В кн.: «Природные ресурсы Кабардинской АССР». М.—Л., изд. АН СССР.
Пэк А. В. 1962. Геологическое строение рудного поля и месторождения Тырныауз. Тр. ИГЕМ, в. 56.
Соловьев С. П. 1940. Молодые интрузии и контактовый метаморфизм рудоносного района Тырны-Ауз. М.—Л., изд. АН СССР.
Хрущов Н. А. 1958. Тырны-Ауз. «Сов. геол.», № 2.
Шафранов С. А. 1948. О структуре рудоносного поля месторождения Тырны-Ауз. Уч. зап. Кабард. НИИ, т. III.

ВОЛЬФРАМОВЫЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ КАРЕЛЬСКОЙ АССР

Г. В. Макарова

Карельская экспедиция СЗТГУ

На протяжении многих послевоенных лет при проведении геолого-съемочных работ в районе Северо-Западного Приладожья (Карельской АССР) в шлиховых пробах неоднократно устанавливался шеелит. Однако только в 1965—1966 гг. геологами Карельской геологической экспедиции СЗТГУ был выявлен в коренном залегании ряд рудопроявлений вольфрама.

В настоящей заметке приводятся некоторые предварительные данные о геологии этих рудопроявлений. Территория Северо-Западного Приладожья, как известно, сложена осадочно-метаморфическими образованиями нижне- и среднепротерозойского возраста, слагающими юго-восточное крыло Восточно-Финляндской синклинорной зоны. Характерной особенностью геологического строения его является широкое развитие брахиформных антиклинальных и синклинальных структур. Линейные структуры имеют подчиненное значение. В ядерной части брахиантиклиналей обнажается сложный комплекс мигматизированных гнейсов и гнейсо-сланцев, труднорасчленяемых и отнесенных пока к нижне-среднепротерозойскому возрасту. На крыльях брахиантиклинальных структур широким развитием пользуются образования питкярантской свиты, являющейся продуктивным горизонтом, к которому приурочены все известные в пределах Северо-Западного и Северного Приладожья рудопроявления и месторождения олова, вольфрама, меди, железа, полиметаллов, редких и других металлов.

Породы питкярантской свиты перекрываются образованиями ладожской серии. В зонах наиболее глубоководных переход между ними в большинстве случаев постепенный, через зону переслаивания тех и других. В прибрежных мелководных участках переход их резкий. Здесь карбонатные и графитсодержащие породы питкярантской свиты перекрываются кварцитами и кварцито-песчаниками с линзами конгломератов, содержащими гальку подстилающих пород (мраморов, графитовых сланцев, скарнов и амфиболитов). Мощность базального горизонта 150—200 *м*.

Внутреннее строение ладожской серии нами рассматривается как образование двух макроритмов. Непосредственно на кварцитах с линзами конгломератов залегают осадки нижнего макроритма, представленные глиноземистыми метаморфизованными сланцами с порфиробластами андалузита, ставролита, граната (пялкярвинская свита). Выше по разрезу они постепенно сменяются ритмично-слоистыми осадками

верхнего макроритма, представленного преимущественно кварцитами и кварцито-песчаниками (наатсельская свита).

В пределах вышеуказанного продуктивного горизонта в Северо-Западном Приладожье на сегодняшний день выявлено более пяти рудопроявлений вольфрама: Латвасюрское — вольфрамовое, Иокирантское — вольфрам-полиметаллическое, Кирьявалахтинское — вольфрам-полиметаллическое, Рюттюярвинское — медно-вольфрамовое, Менсунварское — вольфрамовое и др.

Одним из геологоструктурных факторов вольфрамового оруденения является приуроченность его к горизонтам скарнов, слагающих крылья брахиантиклинальных структур с пологим (до 30—40, реже 50°) падением. Скарны относятся к типу контактово-инфильтрационных, образованных на контакте карбонатных (доломитов, доломитизированных известняков) и алюмосиликатных (гнейсов и сланцев) пород в поле сильной гранитизации и ультраметаморфизма.

Минеральный состав скарнов изученного района и их структурно-геологические особенности показывают, что формирование последних происходило в весьма сложных физико-химических условиях и они представляют собой результат наложения ряда минеральных комплексов, от высокотемпературных до низкотемпературных. Наиболее широкое развитие, по-видимому, здесь имели процессы раннего высокотемпературного метасоматоза карбонатных пород, которые обусловили на первом этапе образование диопсидовых скарнов, имеющих преимущественное развитие (скарны магматической стадии по В. А. Жарикову). Они образуют пластообразные или линзообразные залежи мощностью от 8 до 20, реже до 30—40 *м*, довольно выдержанные по простиранию и залегающие среди амфиболовых сланцев и сланцеватых амфиболитов. Внедрение плагиомикроклиновых и микроклин-плагиоклазовых гранитов (ряда адамеллитов) происходило, по-видимому, уже в метаморфизованные карбонатные породы в виде согласных — пластообразных и секущих — дайкообразных тел. С внедрением этих гранитов связано образование скарнов второго постмагматического этапа, к которому относится образование гранат-пироксеновых, скаполит-пироксеновых, гранат-скаполит-пироксеновых и других, в том числе и рудных скарнов (скарны постмагматической стадии). Скарны этого типа образуют обычно маломощные тела линзообразной и неправильной формы, невыдержанные по простиранию. Мощность их не превышает 2—3 *м*.

В строении скарнов в ряде случаев, хотя и не очень отчетливо, может быть подмечена в направлении от контакта с мигматизированными гнейсо-сланцами или гранитами следующая зональность (мощность в *м*):

1. Околоскарновые амфибол-пироксен-цоизитсодержащие породы . . . . . 0,5—6,0
2. Кордиеритовые роговики (в единичных разрезах) . 2
3. Пироксен-гранатовые, амфибол-гранатовые, гранат-пироксен-скаполитовые и другие скарны . . . . . 1,5—3,0
4. Пироксеновые и плагиопироксеновые скарны . . . 15—20
5. Амфибол-пироксеновые и пироксен-амфиболовые скарны с прослоями и линзами мраморизованных и серпентинизированных известняков . . . . . 1,5—5,0

Перечисленные зоны крайне не выдержаны по простиранию и по мощности. Минеральный состав скарнов представлен в основном диопсидом, геденбергитом, роговой обманкой, тремолит-актинолитом, плагиоклазом, гранатом, скаполитом, кальцитом; реже встречаются биотит, мусковит, микроклин, кордиерит, клиноцоизит, пренит, форстерит, хон-

дродит, флюорит, апатит, везувиан. Из вторичных минералов встречаются серпентин, хлорит, эпидот, серицит. Основным рудным минералом является шеелит. Сопутствующие ему представлены халькопиритом, сфалеритом, вольфрамитом, молибденитом, касситеритом, пиритом, пирротином, магнетитом.

Шеелитовая минерализация встречена во всех выше перечисленных разновидностях скарнов и является наложенной — постскарновой. Шеелитовое оруденение наблюдается в разных стратиграфических горизонтах скарнов. К нижнему горизонту их приурочены Латвасюрское, Иокирантское, Кирьявалахтинское рудопроявления. В среднем горизонте шеелитовое оруденение встречено на Латвасюрском участке. Менсунварское рудопроявление шеелита приурочено к верхнему горизонту скарнов. За пределами скарнов шеелитовая минерализация не установлена. Шеелит обычно белого цвета, редко встречается желтоватого или медово-желтого. Образует вкрапленные руды, в которых распределен неравномерно. Размер кристаллов шеелита колеблется от 0,1—0,2 *мм* до 1,0—1,5 *см*. Скопления шеелита достигают 3,0—5,0 *см*. Шеелит иногда образует прожилки в скарнах, их мощность от миллиметров до 2,0 *см*. По простиранию они, как правило, невыдержанные и быстро выклиниваются. По данным рентгеноскопического анализа образца рудный минерал относится к чистому шеелиту. Распределение шеелита в пределах рудных тел неравномерное как по падению, так и по простиранию. Генетически образование указанных типов оруденения связано с интрузиями гранитоидов среднего состава (типа адамеллитов).

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ГЕНЕЗИСА ВОЛЬФРАМОНОСНОГО МАГМАТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ОДНОГО ИЗ РАЙОНОВ ПРИМОРЬЯ

М. Г. Руб, Г. П. Токсубаева, Б. С. Чернов

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР

Приморье издавна считается классической оловорудной провинцией, в которой наряду с оловом также широким развитием пользуется полиметаллическое, золотое и редкометальное оруденение. Вольфрамовая минерализация на его территории до последнего времени не имела самостоятельного промышленного значения и была в основном связана с небольшими месторождениями и рудопроявлениями кварц-вольфрамитовой и кварц-касситеритовой формаций. Эти месторождения обычно тесно пространственно ассоциируются с верхнемеловыми — нижнетретичными гранитоидными интрузивами* и приурочены главным образом к зонам региональных глубинных разломов. Открытие в пределах одной из таких зон вольфрамового оруденения нового для Приморья типа — шеелитовой минерализации, наложенной на скарны, выдвигает этот регион в число перспективных вольфрамоносных. В этой связи большой интерес представляет рассмотрение особенностей состава и генезиса магматического комплекса, с которым тесно связано формирование шеелитового оруденения.

Краткая характеристика магматических пород и рудной минерализации района. Район распространения шеелитовой минерализации ха-

* В некоторых участках они ассоциируются также с нижне- и среднепалеозойскими гранитоидами.

рактеризуется сложным геологическим строением, обусловленным в значительной степени его приуроченностью к региональному тектоническому разлому северо-восточного простирания. Этот разлом разделяет район на две части, имеющие различную историю геотектонического развития. Северо-западная часть района сложена главным образом осадочными породами пермского возраста и относится к области, геосинклинальное развитие которой завершилось в конце верхнего палеозоя. Юрские и более молодые отложения здесь образуют синклинальную структуру, возникшую в результате выполнения осадками узкого приразломного прогиба. Характерной чертой пермских отложений является наличие в их составе прослоев карбонатных пород.

В юго-восточной части района, относящейся к области мезозойской складчатости, преимущественное развитие получили осадочные отложения геосинклинального типа триасового и юрского возраста, на которых местами несогласно залегают континентальные грубозернистые осадки и эффузивы мела и палеогена. Геосинклинальное развитие этой части территории завершилось в нижнемеловое время интенсивной складчатостью. Позднее произошло формирование разнообразных интрузивных пород, приуроченных к зонам крупных тектонических нарушений.

Интрузивные породы, с которыми ассоциирует вольфрамовая минерализация, представлены граносиенитами, гранодиоритами, крупно- и среднезернистыми биотитовыми гранитами, мелкозернистыми биотитовыми и лейкократовыми гранитами, гранит-порфирами, диоритовыми и диабазовыми порфиритами. Эти породы прорывают и метаморфизируют пермские, триасовые и юрские отложения. Верхняя возрастная граница их неизвестна.

Абсолютный возраст граносиенитов, гранодиоритов и гранитов, определенный в лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР калий-агроновым методом по биотиту, равен (112—114) +4 млн. лет, что соответствует нижнему мелу.

Проведенное геолого-петрографическое и петрогеохимическое изучение всех отмеченных пород позволяет предполагать, что граносиениты, граномонцониты, гранодиориты, крупно- и мелкозернистые биотитовые граниты и гранит-порфиры комагматичны и относятся к одному сложному многофазному интрузивному комплексу. Формирование этого комплекса происходило в нижеотмеченной последовательности: граносиениты и гранодиориты, крупно- и среднезернистые биотитовые граниты, мелкозернистые биотитовые и аляскитовые граниты и гранит-порфиры.

Для описываемого вольфрамоносного магматического комплекса характерно повышенное количество калия, редких щелочей и летучих, в частности фтора, которое особенно эффектно проявилось в поздних наиболее кислых дифференциатах мелкозернистых биотитовых и аляскитовых гранитов и гранит-порфиров заключительной фазы. Таким образом, в процессе формирования описываемого комплекса от более ранних фаз к поздним происходило покисление магмы и обогащение ее калием, а также летучими компонентами и некоторыми рудными элементами, в частности фтором и вольфрамом. Отмеченный вывод имеет, вероятно, более широкое значение, выходя за рамки исследованного региона. Он подтверждается имеющимися у нас материалами по вольфрамоносным интрузивным комплексам западного Узбекистана и литературными данными по Северному Кавказу.

Для изученного вольфрамоносного комплекса даже для его самых кислых дифференциатов, приближающихся по составу к аляскитам, характерно повышенное количество окиси кальция (табл. 1).

Последнее обстоятельство связано с ассимиляцией гранитной магмой карбонатных пород в глубоких частях земной коры.

Другой точки зрения на образование отмеченных пород придерживается Э. П. Изох (1965), отрицающий возможность подобной ассимиляции. Однако проведенное И. Н. Говоровым и др. (1968) изучение газово-жидких включений из кварца биотитовых роговиков, шеелитовых, кварцево-шеелит-арсенопиритовых и кварцево-пирротиновых жил описанного района показало, что несмотря на определенную эволюцию химизма минералообразующих растворов во времени общий тип их для всех отмеченных минеральных образований остается посто-

Таблица 1

Средние составы пород вольфрамоносного интрузивного комплекса

Окислы	Грано-сиениты	Гранодиориты	Крупно- и среднезернистые биотитовые граниты	Мелкозернистые и аляскитовые граниты	Гранит-порфиры	Граносиенит-порфиры	Диорит-порфириты	Диабазовые порфириты
	7 ан.	9 ан.	5 ан.	6 ан.	4 ан.	2 ан.	3 ан.	3 ан.
SiO_2	64,91	66,84	70,73	74,67	72,08	63,09	58,18	53,66
TiO_2	0,58	0,51	0,36	0,15	0,15	0,63	0,59	1,08
Al_2O_3	15,46	15,74	15,02	13,0	13,46	15,4	16,47	16,88
Fe_2O_3	1,48	0,59	0,77	1,48	0,52	1,55	4,14	3,12
FeO	4,14	2,36	2,68	1,60	1,48	3,30	4,13	5,20
MnO	0,08	0,06	0,07	0,05	0,04	0,09	0,15	0,16
MgO	1,99	1,55	0,59	0,37	0,39	2,49	2,58	5,26
CaO	3,89	3,44	1,87	0,98	1,04	4,11	3,76	6,14
Na_2O	2,97	3,19	3,20	2,41	3,38	2,93	3,15	2,85
K_2O	3,91	3,22	4,23	4,34	4,75	3,53	2,83	1,65
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому								
a	12,2	11,9	13,1	11,2	14,0	11,7	11,5	9,1
c	4,3	4,2	2,2	1,1	1,2	4,7	4,8	7,4
b	9,0	6,4	6,9	6,5	3,9	9,2	13,9	18,0
S	74,5	77,0	79,8	81,2	80,9	74,4	69,8	65,5
n'	—	15,2	35,1	50,0	35,1	—	14,3	—
f'	58,0	45,6	49,6	41,0	47,4	49,0	56,6	44,9
m'	37,0	39,2	15,3	9,0	17,5	46,5	29,1	52,7
c'	0,5	—	—	—	—	4,5	—	2,4
n	54,1	60,5	53,8	45,8	51,7	56,0	63,0	73,0
φ	13,8	8,8	10,3	18,0	10,5	13,5	23,9	15,2
t	0,6	0,5	0,4	0,2	0,15	1,8	1,2	1,5
q	30,3	27,0	29,2	38,9	32,6	20,7	11,8	5,4
a/c	2,7	2,3	5,9	10,2	11,6	2,5	2,4	1,2

янным — натриево-кальциевым, сульфатно-бикарбонатным.* Эти данные подтверждают наши выводы о том, что при формировании описываемого вольфрамоносного интрузивного комплекса большую роль играли процессы ассимиляции гранитной магмой карбонатных пород, происходящие на разных глубинных уровнях. Явления ассимиляции и гибридизма, которые весьма интенсивно происходили в первые стадии развития магматического очага, нарушили нормальный ход магматической дифференциации и способствовали, вероятно, накоплению в остаточном магматическом очаге рудных элементов и летучих компонентов.

Вольфрамовая минерализация известна в южной части района, где она представлена рассеянной вкрапленностью шеелита в граносиенитах и гранитах, но в основном она развита в центральной части района на

* Среди катионов преобладает Ca^{2+}, а среди анионов HCO_3^-.

участке, сложенном песчано-алевролитовыми и карбонатными породами, прорванными гранодиоритами, гранит-порфирами, граносиенит-порфирами, диоритовыми и диабазовыми порфиритами.

На этом участке вольфрамовое оруденение приурочено к пластообразной залежи, характеризующейся сложным минеральным составом, что обусловлено наложением на скарны шеелит-кварцевой и сульфидной минерализации. Процесс гипогенного минералообразования происходил в четыре стадии. В раннюю стадию на контакте известняков и силикатных пород образовались скарны преимущественно пироксенового состава, с подчиненным количеством граната, волластонита и везувиана. Во вторую, кварцево-шеелитовую, стадию сформировалось основное вольфрамовое оруденение. Шеелит отлагался в окварцованных скарнах, телах неправильной формы, жилах и прожилках кварца, в кварц-мусковитовых и кварц-биотитовых грейзенах и грейзенизированных гранодиоритах. Он образовывался в тесной ассоциации с кварцем, апатитом, мусковитом, биотитом, арсенопиритом, сфеном и другими минералами. Интересно, что наряду с кварцем и шеелитом главным минералом второй, кварцево-шеелитовой, стадии является апатит, наблюдающийся в тесной ассоциации с шеелитом. С третьей стадией связано проявление обильной сульфидной минерализации, представленной преимущественно пирротином, халькопиритом и арсенопиритом. В меньшей мере развиты сфалерит, минералы висмута, станнин, галенит, самородное золото и серебро и некоторые другие минералы. Закончился процесс гипогенного минералообразования широким проявлением кварц-карбонатной минерализации с хлоритом, пиритом и флюоритом.

Касаясь взаимоотношений гипогенной минерализации с изверженными породами, можно отметить, что шеелит-кварцевая и сульфидная минерализация накладывается на граносиениты, граниты, гранодиориты и гранит-порфиры. В то же время, судя по данным определения абсолютного возраста грейзенов (142+4 млн. лет), рудная минерализация непосредственно следовала за внедрением гранитоидных пород. Дайки же диабазовых порфиритов секут кварцево-шеелитовые жилы и прожилки.

В исследованном районе шеелитовая минерализация пространственно ассоциирует со всеми отмеченными магматическими породами. Однако рассмотрение соотношения вольфрамовой минерализации с породами различных фаз и субфаз позволяет предполагать, что наиболее интенсивная шеелитовая минерализация образовалась после гранитов и гранит-порфиров заключительной фазы и связана с остаточным магматическим очагом, насыщенным летучими компонентами и рудными элементами.

О связи оруденения с магматическими образованиями. О парагенетической связи шеелитовой минерализации с изученным магматическим комплексом свидетельствуют структурно-геологические, минералого-петрографические и петрогеохимические критерии. К структурно-геологическим критериям относятся близость времени формирования оруденения и интрузивных образований, приуроченность к одним и тем же тектоническим структурам и сравнимые глубины формирования интрузивных пород и рудной минерализации. Минералого-петрографические критерии заключаются в наличии сквозных минералов, присутствующих как в интрузивных породах, так и в рудных телах. К таким минералам относятся шеелит и апатит.

Апатит наблюдается в граносиенитах и гранитах, в гранодиоритах, гранит-порфирах, граносиенит-порфирах, диоритовых порфиритах. Количество апатита в отмеченных породах колеблется от 83 до 600 *г/т*,

причем максимальное количество апатита установлено в граносиенитах и гранодиоритах. В граносиенитах, гранодиоритах и гранитах наблюдается две генерации апатита. Апатит первой генерации образует игольчатые кристаллы, наблюдающиеся в плагиоклазах и цветных минералах. Апатит второй генерации присутствует в виде удлиненных призматических (рис. 1) и короткостолбчатых кристаллов. Размер кристаллов апатита колеблется от сотых долей миллиметра до 0,1—0,2, редко 0,3 *мм*. В шлихах встречаются кристаллы как бесцветные, так и окрашенные в сероватые и желтоватые тона.

Показатели преломления апатитов в описываемых интрузивных породах колеблются в пределах *Ng*—1,638—1,634±0,002, *Np*—1,634—



Рис. 1. Крупнозернистый биотитовый гранит.
Скопление апатита в ассоциации с биотитом. Ув. 150, без анализатора.

1,630±0,002. Судя по показателям преломления, это фторапатиты. Содержание фтора в апатите из граносиенитов по данным количественного спектрального анализа — 2,8%.

Апатит является также ведущим минералом грейзенов и кварцево-шеелитовых пород. Содержание апатита в грейзенах колеблется от 3—5 до 10%, а в кварц-шеелитовых жилах от 3—5 до 15%, так что это кварцево-апатит-шеелитовые тела. В отмеченных породах апатит образует удлиненные призматические (рис. 2) до 3—4 *мм* длины и короткостолбчатые кристаллы и зерна неправильной формы (рис. 2), размером от 0,1 до 1—2 *мм*. Касаясь взаимоотношения апатита с шеелитом, можно отметить, что в одних участках апатит образует идиоморфные кристаллы, присутствующие в кварце и шеелите (рис. 2), в других он заполняет промежутки между кристаллами шеелита (рис. 3). Таким образом, апатит начал кристаллизоваться до образования шеелита и продолжал выделяться позднее него.

В грейзенах и кварцево-шеелитовых жилах наблюдаются бесцветные прозрачные кристаллы апатита или окрашенные в светлые сероватые и желтоватые тона. Иногда в апатите наблюдаются мелкие черные включения. В кварцево-шеелитовых рудах, на которые наложилась сульфидная минерализация, наблюдаются две разновидности апатита: 1) прозрачные кристаллы или окрашенные в бледные сероватые тона,

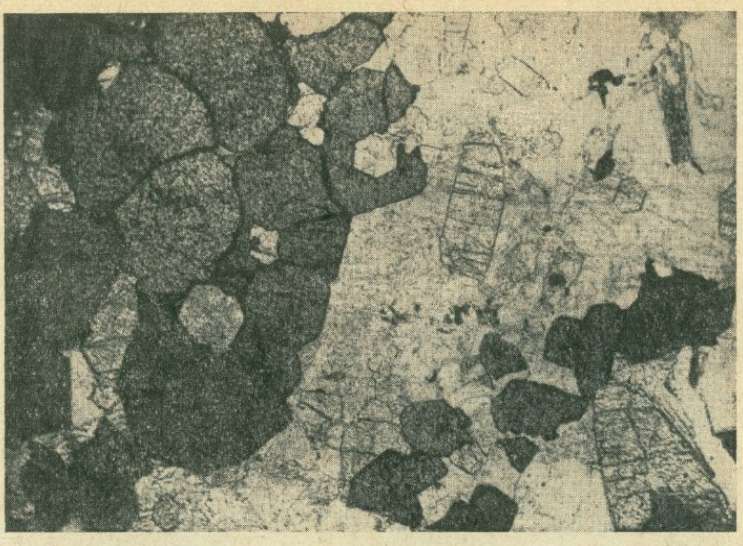


Рис. 2. Апатит-шеелитовые руды.
Идиоморфные кристаллы апатита в шеелите и кварце. Ув. 70, без анализатора.



Рис. . Кварцево-шеелитовые руды.
Апатит заполняет промежутки между кристаллами шеелита. Ув. 70, без анализатора.

2) кристаллы и зерна серого цвета с вкрапленностью сульфидов арсенопирита, пирита, пирротина. Показатели преломления апатитов из грейзенов колеблются в пределах Ng—1,638—1,634±0,002; Np—1,634—1,630±0,002. Судя по показателям преломления, это фторапатит. Показатели преломления апатитов из кварцево-шеелитовых жил: Ng=1,639—1,636; Np=1,635—1,631. Ниже приведены результаты химического анализа апатита из кварцево-шеелитовой жилы (в%):* CaO—53,57; P_2O_5—40,04; SiO_2—2,21; MnO—0,20; Al_2O_3—0,11; Fe_2O_3—0,07; TiO_2—0,01; H_2O^+—0,29; H_2O^-—0,18; Na_2O—0,05; K_2O—0,15; F—1,76; CO_2—1,58; TR_2O_3—0,18. Судя по химическому анализу, это

Таблица 2

Содержание редкоземельных элементов в апатитах вольфрамоносных интрузивных пород и рудных тел

Номер образца	Наименование пород, из которых отобран апатит	Содержание, %	Относительное содержание, %										
			La_2O_3	Ce_2O_3	Pr_6O_{11}	Nd_2O_3	Sm_2O_3	Gd_2O_3	$Tb_2O_3+Y_2O_3$	Dy_2O_3	Ho_2O_3	Er_2O_3	Ty_2O_3	Gb_2O_3
2145/65	Граниты Южного массива . . .	0,89	11,2	40,6	2,2	17,3	0,8	4,6	17,5	4,0	0,4	0,9	—	0,3
2364/65	Гранодиориты Центрального массива . . .	1,36	13,0	33,7	5,06	18,4	6,9	9,0	5,3	1,84	1,2	5,06	0,3	0,5
140/65	Кварцево-шеелитовая жила . .	0,194	10,3	26,7	1,6	16,3	2,5	9,6	28,7	3,6	0,18	0,36	—	0,18
154/65	То же	0,18	9,6	30,0	5,3	15,6	4,7	5,6	19,6	5,3	—	2,8		1,56
60/65	» »	0,108	14,15	25,4	1,6	17,35	3,22	2,9	33,15	1,29	—	0,64	—	0,3

Примечание. Образцы 2145/65, 2364/65, 140/65, 60/65 анализировались в химической лаборатории ИГЕМ АН СССР аналитиком Труфановой и Котовой, образец 154/65 анализировался в рентгеноспектральной лаборатории ВИМСа аналитиком С. Е. Ромашевым.

фторкарбонатапатит. По показателям преломления эти апатиты занимают промежуточное положение между фторапатитами и карбонатапатитами (Дир, 1966).

Интересно, что апатиты всех охарактеризованных выше интрузивных пород и сопровождающих их постмагматических образований содержат редкоземельные элементы. Максимальное количество редкоземельных элементов (0,89—1,36%) установлено в апатитах интрузивных пород, а наиболее низкое (0,18%) в апатитах гидротермальных кварцево-шеелитовых жил.

Относительное содержание редкоземельных элементов в изученных апатитах приведено в табл. 2. Из этой таблицы видно, что в общем относительное содержание редкоземельных элементов апатитов интрузивных пород и сопровождающих их постмагматических образований сопоставимо. И первые, и вторые имеют цериево-иттриевый характер и обогащены промежуточными лантаноидами (Nd, Sm, Gd). Однако апатиты из гидротермальных жил характеризуются меньшим количеством церия и большим количеством иттербия.

Проведенное А. Портновым в ВИМСе изучение спектров люминесценции апатитов из гранодиоритов, грейзенов и кварцево-шеелитовых жил показало, что эти апатиты близки друг другу и несколько отличаются по содержанию редкоземельных элементов. Максимальное количество редкоземельных элементов установлено в апатитах из гра-

* Анализ выполнен в химической лаборатории ВИМСа аналитиком А. В. Быковой.

нитов, а минимальное — в апатитах из гидротермальных кварцево-шеелитовых жил. Отмеченное подтверждается также результатами химических и спектральных анализов.

Сравнение спектров люминесценции изученных апатитов со спектрами люминесценции апатитов магматических и постмагматических образований других регионов показало, что они резко отличаются друг от друга. В то же время это сравнение позволяет предполагать, что апатиты определенного магматического комплекса и связанных с ним постмагматических образований близки друг другу.

Особенно интересно постоянное присутствие в апатитах вольфрамоносных магматических комплексов вольфрама, количество которого увеличивается в апатитах постмагматических образований. Так, в апатитах гранитов отмечается до 300*г/т* W, в апатитах грейзенов 500 *г/т*, а в апатитах гидротермальных жил 700—800 *г/т*. Таким образом, апатит вольфрамоносных магматических комплексов отличается от апатитов оловоносных магматических комплексов присутствием вольфрама и отсутствием олова.

Все вышеизложенное показывает, что апатиты описываемого вольфрамоносного интрузивного комплекса и сопровождающих его постмагматических образований обладают рядом общих геохимических особенностей, которые наряду с другими фактами свидетельствуют об их парагенетической связи.

Шеелит. Вторым сквозным минералом, присутствующим как в интрузивных породах, так и в сопровождающих их постмагматических образованиях, является шеелит. Шеелит в незначительном количестве (от единичных зерен до 8 *г/т*) присутствует в граносиенитах, гранодиоритах, гранитах, гранит-порфирах. Шеелит в большом количестве установлен в грейзенах и гидротермальных кварцевых жилах. В интрузивных породах шеелит наблюдается в виде зерен неправильной формы, размером до 0,2 *мм*. В грейзенах и кварцевых жилах шеелит присутствует в виде зерен неправильной формы, размерами до 1—2, редко 4—7 *мм*. Часто он образует кристаллы правильной формы.

По данным химических и рентгеноспектральных анализов в шеелитах, так же как и в апатитах, постоянно присутствуют редкоземельные элементы в количестве от 0,001 до 0,22%. При этом в шеелитах из грейзенов преобладают иттрий и элементы иттриевой группы, в то время как в шеелитах из гидротермальных кварцево-шеелитовых жил иттрий присутствует в значительно меньших количествах и резко увеличивается содержание церия и элементов цериевой группы. Это связано, вероятно, с изменениями кислотности — щелочности растворов.

К геохимическим критериям относится наличие сквозных акцессорных элементов, присутствующих как в интрузивных породах, так и в сопровождающих их рудных телах. К таким элементам относятся F, P, TR, Y, W,Sn, Pb, Cu, Bi. При этом ряд элементов, в частности F, P, W, Cu, Bi, начинают фиксироваться на ранних стадиях развития магматического очага при формировании граносиенитов и гранодиоритов ранней фазы, входя в состав породообразующих и акцессорных минералов. Накопление же упомянутых элементов происходило позднее в связи с деятельностью постмагматических растворов, приводящих к образованию рудных тел. В рудных телах эти элементы образуют самостоятельные минералы (шеелит, висмут и др.) или входят в состав других минералов, например, фтор в состав апатита.

Из-за ограниченного объема доклада мы остановимся кратко на рассмотрении только двух элементов — фтора и вольфрама.

Фтор является ведущим элементом всех интрузивных пород вольфрамового комплекса и сопровождающих его вольфрамовых рудо-

проявлений. Фтор отмечается во всех породах в количестве от 0,002 до 0,08%. Однако максимальное количество фтора, достигающее 0,2%, установлено в мелкозернистых биотитовых и аляскитовых гранитах и гранит-порфирах заключительных субфаз и фаз.

Изучение распределения фтора в породообразующих и акцессорных минералах граносиенитов, гранодиоритов и гранитов показало, что главным носителем фтора является биотит, а главным концентратором — акцессорные минералы флюорит и апатит. Так, содержание фтора в биотитах колеблется от 0,39 до 0,75%, а в апатитах — от 1,5 до 3,5%.

В постмагматических образованиях, грейзенах и кварцево-шеелитовых жилах главным концентратором фтора являются апатиты, в которых содержание фтора достигает 3—3,5%.

Вольфрам является ведущим элементом описанных интрузивных пород и сопровождающих их постмагматических образований. Он установлен во всех описанных выше интрузивных породах и представляет собой главный элемент рудных тел.

К сожалению, методика определения малых количеств вольфрама спектральным методом еще не разработана. Поэтому лишь в немногих работах рассматриваются геохимические особенности вольфрамоносных интрузивных комплексов. Из таких работ следует отметить исследования К. Н. Браун и др. (1965), Г. Ф. Ивановой (1963), Г. Б. Левашева (1968), З. В. Студениковой и др. (1960), В. И. Сотникова и Л. Г. Изюмовой (1965), И. М. Остафийчук (1963). Часть упомянутых авторов: К. Н. Браун, Г. Б. Левашев, З. В. Студеникова и др.— убедительно показали, что потенциально рудоносные на вольфрам гранитоиды характеризуются более высокими средними содержаниями и большей дисперсией содержаний вольфрама по сравнению с нерудоносными гранитоидами. Кроме того, они показали также, что главными носителями вольфрама в интрузивных породах являются плагиоклазы. По данным Г. Ф. Ивановой (1963), содержание вольфрама в неизмененных биотитовых гранитах не зависит от наличия в них вольфрамового оруденения. К таким же выводам пришли В. И. Сотников и Л. Г. Изюмова (1965) и И. М. Остафийчук (1963). Полученные нами материалы подтверждают и развивают выводы К. Н. Браун и др. (1965), Г. Б. Левашева (1968), З. В. Студениковой и др. (1960).

Во всех интрузивных породах описываемого комплекса отмечается повышенное количество вольфрама, превышающее среднее содержание в кислых породах (Виноградов, 1962) в полтора-два раза. Так, в гранитах и гранодиоритах установлено 2,8 *г/т* (среднее из 8 проб), в гранит-порфирах и гранодиорит-порфирах 2,0 *г/т* (среднее из 5 проб).*

К сожалению, у нас пока еще мало материала о содержании вольфрама в отдельных породообразующих и акцессорных минералах. Однако имеющиеся данные показывают, что носителем вольфрама в интрузивных породах являются полевые шпаты, а главным концентратором — акцессорные минералы.

Таким образом, проведенные исследования подтвердили сделанные одним из авторов (Руб, 1964) ранее выводы о том, что акцессорные минералы являются главными концентраторами рудных элементов и летучих компонентов и одним из индикаторов металлогенической специализации магматических комплексов. В частности, индикатором вольфрамового оруденения в изученном интрузивном комплексе являются фторапатиты, содержащие повышенное количество вольфрама.

---

* Определение производилось в химической лаборатории ВИМСа дитизоловым методом, аналитик В. Я. Бялая.

ЛИТЕРАТУРА

Браун К. Н., Н. А. Ашихмина, Т. С. Магидович. 1965. Особенности распределения акцессорных минералов в нижнепалеозойских и мезозойских гранитоидах нижнего течения реки Джиду. В сб.: «Акцессорные минералы и элементы как критерии комагматичности и металлогенической специализации магматических комплексов». М., изд. «Наука».

Виноградов А. П. 1962. Содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. «Геохимия», № 7.

Говоров И. Н., Г. П. Степанов, И. И. Фатьянов, Т. И. Филиппова. 1968. Геохимические типы рудоносных гидротерм Дальнего Востока (по данным изучения газово-жидких включений в минералах). Труды III Всесоюзного совещания по минералогической термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов. М., изд. «Недра».

Дир У. А. 1966. Породообразующие минералы. Т. 5. М., изд. «Мир».

Иванова Г. Ф. 1963. О содержании олова, вольфрама, молибдена в гранитах в связи с наличием в них олово-вольфрамовых месторождений. «Геохимия», № 5.

Изох Э. П. 1965. Гипербазит — габбро-гранитный формационный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов. Новосибирск, изд. СОАН СССР.

Левашев Г. Б. 1968. Особенности распределения вольфрама в породах Синегорской интрузии (Западное Приморье) и их поисковое значение. Тезисы докладов на II Всесоюзном совещании по минералогии, геохимии и возможностям комплексного использования вольфрамитовых месторождений СССР. Изд. ЛГУ.

Остафийчук И. М. 1963. К вопросу о распространении W и Zr в некоторых гранитных массивах Сев. Казахстана. «Геохимия», № 1.

Руб М. Г. 1964. Значение акцессорных минералов для решения некоторых вопросов петрологии и металлогении. «Советская геология», № 1.

Сотников В. И., Л. Г. Изюмова. 1965. О содержании вольфрама в гранитах интрузивных массивов Горного Алтая, характеризующихся различной рудоносностью. «Геохимия», № 2.

Студеникова З. В., М. И. Глинкина, К. И. Корнилова. 1960. К геохимии вольфрама и молибдена. Международный геологический конгресс, XXX сессия. Доклады советских геологов. Геохимические циклы. М.

О РОЛИ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД ПРИ ФОРМИРОВАНИИ СКАРНОВ

В. В. Сахоненок

Ленинградский государственный университет

Лянгарское молибдено-вольфрамовое месторождение расположено в северо-западной оконечности Нуратинских гор. Район месторождения сложен осадочно-метаморфическими породами нижнепалеозойского возраста и гранитоидами герцинского магматического цикла (Римская-Корсакова и др., 1959). По литологическому составу нижнепалеозойские отложения разделяются на три толщи. 1) Толща кристаллических сланцев нижнего палеозоя. Она представлена слюдяными, амфиболовыми и амфиболо-слюдяными сланцами с прослоями кремнистых роговиков в верхних горизонтах. 2) Толща кристаллических известняков, которую условно можно разбить на два горизонта. Нижний горизонт представлен мраморизованными известняками с роговиковыми и отчасти с углистыми прослоями. Верхний горизонт сложен мраморизованными известняками и мраморами с небольшими линзочками доломитов и доломитовых известняков. 3) Песчано-сланцевая толща верхнего силура, представленная филлитовыми и серицитовыми сланцами в неизмененных разностях и биотитовыми и двуслюдяными вблизи Актауского массива. Этот массив является одним из куполов единого Нуратинского батолита и представлен породами комплекса кварцевых диоритов, гранитов и аляскитов (Исамухамедов, 1955).

Скарны прослеживаются прерывистой полосой вдоль контакта западной оконечности массива с известняками и отчасти со сланцами. В пределах этой полосы выделяются несколько участков, характеризующихся значительной мощностью скарнов, разнообразием минерального состава и повышенной концентрацией шеелита. Кроме приконтактовых скарнов встречаются секущие скарновые тела в мраморах и пластовые, залегающие между мраморами и сланцами или роговиками. В настоящем сообщении не разбираются все типы скарнов, представленные на Лянгарском месторождении. Влияние литологического состава, текстурных и структурных особенностей пород, подвергшихся скарнированию, показано на четырех разрезах. Первый разрез характеризует скарновую зону, возникшую на контакте гранитоидов с известняками. Во втором случае наблюдается образование скарнов на контакте кварц-биотитовых сланцев с известняками. Третий разрез характеризует скарнирование известняков с роговиковыми прослоями и четвертый — скарнирование доломитов.

При выполнении данной работы были использованы химические анализы пород, взятые из работ Х. М. Абдуллаева (1947), фондовых материалов и анализы автора.

Отсутствие в отдельных случаях достаточно полных описаний пород и объемного веса не позволило применить новейшие методы пересчетов, поэтому все анализы были пересчитаны по кислородному методу Т. Барта (Четвериков, 1956).

Скарновые тела, характеризующие первый разрез, встречаются преимущественно на участке Главного рудного поля. Они имеют среднезернистое сложение, обладают массивной либо полосчатой текстурой, которая обусловлена неравномерным распределением граната и пироксена. Контакты скарнов с известняками резкие, а с интрузивными породами — постепенные. Эндоконтактовое изменение биотитовых гранитов и гранодиоритов в конечном итоге приводит к образованию скарнов кварц-пироксенового состава. Изменение главных породообразующих минералов интрузивных пород проходило по следующей схеме. Биотит замещается амфиболом и отчасти хлоритом, которые в свою очередь переходят в пироксен диопсид-геденбергитового ряда. Плагиоклазы повышают свою основность от № 25—27 до № 40—45, а в непосредственном контакте с кварц-пироксеновой зоной разрушаются и замещаются кварцем. Кварцево-пироксеновые скарны постепенно сменяются зоной гранато-пироксенового состава. Последующие процессы окварцевания приводят к перекристаллизации скарнов с образованием зональных кристаллов граната пойкилитового сложения. Нередко в скарновых зонах наряду с окварцеванием наблюдается карбонатизация, сульфидизация и фельдшпатизация. Участки измененного скарна имеют жильную, линзовидную либо неправильную гнездообразную форму и постепенные переходы к неизмененным разностям.

В нашем распоряжении имелись лишь химические анализы мраморизованных известняков, гранато-пироксеновых, пироксеновых и кварц-пироксеновых разностей скарнов, которые могут быть выражены следующими формулами: гранит

$$Na_{46}K_{47}Ca_{22}Mg_{13}Mn_1Fe^{+2}_{18}Fe^{+3}_{5}Al_{147}Ti_2Si_{553}C_5P_1,$$

кварцево-пироксеновый скарн, образовавшийся по интрузивным породам, $Na_{11}K_2Ca_{89}Mg_{27}Mn_6Fe^{+2}_{40}Al_4Ti_5Si_{679}C_{21}$, гранато-пироксеновый скарн, образовавшийся по мраморам,

$$Na_{13}K_2Ca_{289}Mg_{18}Mn_{24}Fe^{+2}_{51}Fe^{+3}_{42}Al_{172}Ti_3Si_{397}C_{42}P_1(OH)_3.$$

Результаты анализов нанесены на рис. 1.

Скарны, возникшие при метасоматическом изменении сланцев, встречаются в виде пластовых залежей в зоне согласного контакта мраморизованных известняков с кварцево-слюдяными сланцами. Мощность скарновых зон колеблется от 20—30 *см* до 1 *м*. Эти скарны нередко имеют зональное строение, которое может быть выражено следующей схемой:

1) зона неизмененного кварц-биотитового сланца;

2) окварцованный амфиболизированный биотитовый сланец;

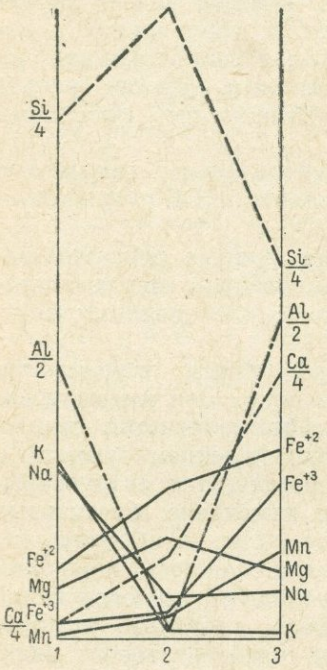


Рис. 1. Диаграмма изменения состава пород приконтактовых скарновых тел.

1 — гранит; *2* — кварцево-пироксеновый скарн; *3* — гранато-пироксеновый скарн.

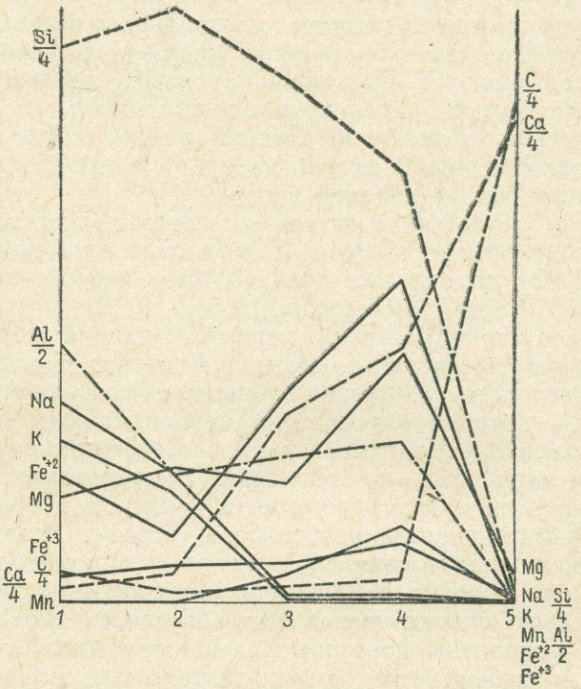


Рис. 2. Диаграмма изменения состава биотитовых сланцев при скарнировании.

1 — кварцево-слюдяной сланец; *2* — амфиболизированный слюдяной сланец; *3* — кварцево-пироксеновый скарн; *4* — гранато-пироксеновый скарн; *5* — мраморизованный известняк.

3) кварц-пироксеновый скарн;

4) гранато-пироксеновый скарн;

5) мраморизованный известняк.

Контакт между скарнами и известняками резкий, а со сланцами постепенный. Сланцы представляют собой мелкозернистые слоистые породы, состоящие главным образом из биотита и кварца. Реже в них присутствует слабо серицитизированный плагиоклаз (Ab—01 № 10—12), единичные зерна калиевого полевого шпата, чешуйки мусковита, точечные зерна пирита. Из акцессорных минералов встречаются апатит, реже сфен, циркон и очень редко рутил. В начальные стадии изменения сланцев наблюдается замещение биотита ($Nm = 1{,}630$) менее железистыми разностями ($Nm = 1{,}603$). Во второй зоне происходит замещение биотита амфиболом тремолит-актинолитового состава. В процессе амфиболизации биотита образуется сфен, который в виде

гнездообразных скоплений концентрируется вблизи зерен амфибола либо присутствует в виде включений в них. В кварцево-пироксеновых разностях пироксен образует псевдоморфозы по амфиболу. Состав пироксенов из различных зон скарнированных сланцев постоянный и соответствует диопсид-геденбергиту (Ged 50%). Плагиоклазы несколько повышают свою основность от олигоклаза до олигоклаз-андезина в амфибол-пироксеновых зонах. Гранат образуется позднее пироксена, пойкилитово включая его. Содержание граната повышается по мере приближения к контакту с известняками. В гранато-пироксеновых разностях часто присутствует молибденит.

Химические анализы пород зоны скарнированных сланцев выражаются следующими формулами (рис. 2).

I. Слюдяной сланец: $Na_{53}K_{43}Ca_{16}Mg_{28}Fe^{+2}_{33}Fe^{+3}_{7}Al_{136}Ti_5Si_{592}C_{30}(OH)_4$.

II. Слабо измененный амфиболизированный слюдяной сланец: $Na_{34}K_{29}Ca_{31}Mg_{36}Fe^{+2}_{18}Fe^{+3}_{10}Mn_0Al_{88}Ti_4Si_{634}C_9(OH)_3$.

III. Кварцево-пироксеновый скарн:

$$Na_2K_{0,5}Ca_{203}Mg_{32}Fe^{+2}_{57}Mn_8Fe^{+3}_{11}Al_{78}Ti_5Si_{557}C_{18}(OH)_3.$$

IV. Гранато-пироксеновый скарн:

$$Na_2K_{0,5}Ca_{271}Mg_{63}Fe^{+2}_{87}Mn_{21}Fe^{+3}_{16}Al_{86}Ti_2Si_{460}C_{25}(OH)_8.$$

V. Мраморизованный известняк:

$$Na_0K_0Ca_{521}Mg_7Fe^{+2}_{0}Mn_0Fe^{+3}_{0,5}Al_2Si_6C_{524}.$$

Сопоставление результатов анализов различных зон скарнированных сланцев показывает, что в процессе скарнирования наиболее значительные изменения наблюдаются в содержании кальция и кремния. Содержание кальция возрастает, а кремния пропорционально уменьшается. Уже в зоне кварцево-пироксенового скарна наблюдается почти полное отсутствие щелочей.

Третий разрез характеризует полосчатые скарны, образовавшиеся при скарнировании известняков с роговиковыми прослоями. Скарны этого типа не имеют непосредственной пространственной связи со структурой контакта и размещаются в известняках в виде согласных линзовидных тел протяженностью несколько сот метров при мощности от 1 до 50—60 *м*. Известняки представлены полосчатыми разностями, в которых карбонатные прослои, состоящие почти нацело из кальцита, чередуются с тонкими прослойками и линзами кварцитовидных роговиков.

Изучение минерального и химического состава полосчатых известняков показало: 1) наличие порфиробласт скаполита и тремолита; 2) повышенное содержание кварца, который встречается в виде единичных зерен и линзовидно-полосчатых скоплений. В кварцитовидных роговиковых прослоях содержится до 13% Al_2O_3 и около 4% Fe_2O_3; 3) присутствие повышенных количеств углистого вещества (по определениям свободного углерода 1,5%).

При скарнировании таких известняков вначале изменяются роговиковые прослои, на месте которых возникают участки гранат-пироксенового и отчасти гранат-везувианового состава. На месте карбонатных прослоев позднее образуется волластонит. Процессы перекристаллизации, переотложения и поздних метасоматических замещений в полосчатых скарнах проявлены очень слабо. Поэтому в них наблюдаются те же текстурные рисунки (микроплойчатость, гофрировка), что и в известняках.

Химические анализы пород этой серии характеризуются следующими формулами (рис. 3).

I. Полосчатый известняк с роговиковыми прослоями:

$$Na_9K_{52}Ca_{259}Mg_{53}Mn_0Fe^{+3}_{20}Al_{86}Ti_0Si_{338}C_{274}P_{11}(OH)_{144}.$$

II. Скарнированный мраморизованный известняк:

$$Na_0K_0Ca_{436}Mg_{34}Mn_0Fe^{+2}_9Fe^{+3}_2Al_{42}Ti_1Si_{250}C_{258}P_1(OH)_{62}.$$

III. Полосчатый скарн с волластонитом:

$$Na_0K_0Ca_{414}Mg_{46}Mn_1Fe^{+2}_{24}Fe^{+3}_9Al_{85}Ti_2Si_{407}C_{61}P_3(OH)_{47}.$$

Результаты анализов показывают, что при скарнировании известняков с роговиковыми прослоями не происходит существенного изменения состава скарнов по сравнению с исходными породами.

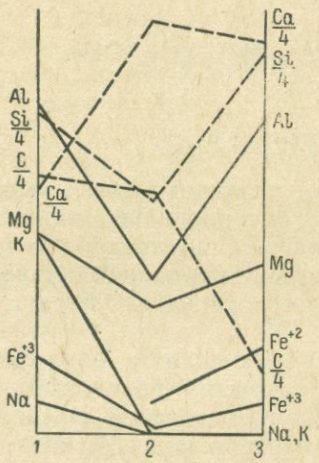


Рис. 3. Диаграмма изменения состава известняков с роговиковыми прослоями при скарнировании.

1 — полосчатый мраморизованный известняк с роговиковыми прослоями; *2* — скарнированный мраморизованный известняк; *3* — полосчатый скарн с волластонитом.

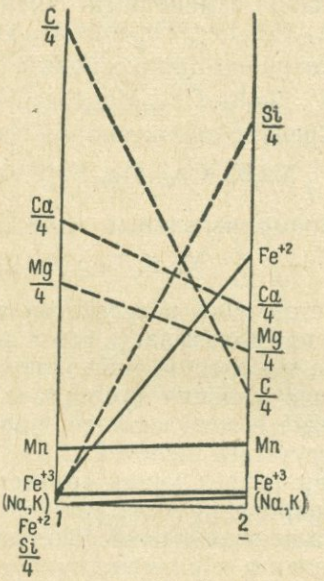


Рис. 4. Диаграмма изменения состава доломита и образовавшегося по нему тремолитового скарна.

1 — доломит; *2* — тремолитовый скарн.

Незначительными по своим размерам являются скарновые тела четвертого типа, возникшие при скарнировании доломитов. В районе Лянгарского месторождения доломиты залегают в виде прослоев и линз среди полосчатых мраморизованных известняков. При скарнировании доломитов образуются тремолитовые скарны. Между неизмененными доломитами и тремолитовыми скарнами нет резких границ. В переходной зоне обычно присутствуют тремолит, диопсид, встречаются редкие зерна форстерита, флогопита, шпинели, норбергита, клиногумита, пирротина и халькопирита. Образование скарнов по доломитам, очевидно, происходило одновременно с формированием скарнов по известнякам, на что указывают резкие границы между различными типами скарнов, часто повторяющие контуры скоплений доломита среди кальцитовых пород.

Химический состав доломита и тремолитового скарна (рис. 4):
формула доломита $(Na, K)_0Ca_{301}Mg_{235}Fe_4^{+2}Mn_{15}Fe_3^{+3}Si_6C_{504}(OH)_{29}$;
формула тремолитового скарна

$$(Na, K)_3Ca_{209}Mg_{169}Mn_{17}Fe_{68}^{+2}Fe_4^{+3}Si_{405}C_{126}(OH)_{141}.$$

Образование тремолитового скарна происходит при привносе железа, количество которого эквивалентно выносу магния, а количество привнесенного кремнезема соответствует содержанию углерода в неизмененных доломитах.

На основании выше описанных разрезов можно сделать некоторые выводы.

1. На контакте интрузивных пород с мраморизованными известняками и в случае образования скарнов по сланцам изменение породообразующих минералов силикатных пород происходит по одной и той же схеме. При этом наблюдаются интенсивный вынос щелочей, повышение содержания кальция по мере приближения к мраморизованным известнякам и увеличение содержания марганца, максимальные концентрации которого фиксируются в гранато-пироксеновых разностях.

2. Полосчатые скарны межпластовых тел по сравнению с гранато-пироксеновыми скарнами приконтактовой зоны характеризуются невысоким содержанием железа и марганца. При их образовании основные породообразующие элементы заимствовались из вмещающих пород.

3. Тремолитовые скарны по минералогическому и химическому составу занимают особое место на месторождении. Однако, как и при формировании полосчатых скарнов, состав и текстурные особенности их связаны с вмещающими породами.

В заключение следует остановиться на вопросе локализации молибденового и вольфрамового оруденения в рассмотренных выше разрезах. В скарнах приконтактовой зоны присутствуют как шеелит, так и молибденит. Шеелит встречается преимущественно в гранато-пироксеновых разностях и территориально тяготеет к висячему боку. Это ранние генерации шеелита, образование которых происходило почти одновременно с гранатом либо несколько позднее. Однако концентрации шеелита в этих этапах скарнов незначительны. Молибденит приурочен к эндоконтактовым кварц-пироксеновым разностям скарнов. Образование его происходило, по-видимому, в связи с более поздним окварцеванием этих пород, В окварцованных кварц-пироксеновых и гранато-пироксеновых скарнах, образовавшихся по биотитовым сланцам, также присутствует молибденит.

Полосчатые гранат-пироксен-волластонитовые скарны полностью безрудны. Очевидно, образование их происходило до формирования скарнов приконтактовых зон и отсутствие рудоподводящих каналов лишило эти скарны оруденения. Лишены оруденения и тремолитовые скарны. Незначительная мощность скарновых зон в участках распространения доломитов свидетельствует о том, что они являлись своеобразным экраном для гидротермальных растворов.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Х. М. 1947. Геология шеелитоносных скарнов Средней Азии. Ташкент, изд. АН Узб.ССР.

Исамухамедов И. М. 1955. Петрология Нуратинского батолита. Ташкент, изд. АН Узб.ССР.

Римская-Корсакова О. М., В. В. Сахоненок, Н. А. Кулик. 1959. Лянгарское молибдено-вольфрамовое месторождение. Вестник ЛГУ, № 6.

Четвериков С. Д. 1956. Руководство к петрохимическим пересчетам. М., Госгеолтехиздат.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТЫРНЫАУЗСКОГО ВОЛЬФРАМО-МОЛИБДЕНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А. Ф. Свириденко, В. Я. Ушаков, Г. А. Семочкин

Тырныаузский молибдено-вольфрамовый комбинат

Рудное тело Тырныаузского месторождения расположено в зоне Передового хребта Кавказа и приурочено к так называемой Тырныауз-Пшекишской тектонической шовной зоне. Тектоническая зона представляет собой сравнительно узкую полосу (шириной 3—4 *км*) палеозойских пород, зажатую среди пород фундамента Кавказа и отграниченную от последних крупными разломами глубинного заложения (Северным и Южным). По простиранию зона прослеживается на протяжении более 150 *км* от верховьев р. Кубани на западе до р. Чегем на востоке.

В районе месторождения к югу и северу от Тырныаузской зоны развиты наиболее древние породы района — кристаллические сланцы, мигматиты, гранито-гнейсы, относимые к аманчатской свите нижнего палеозоя. Тырныаузская зона сложена сильно метаморфизованными породами палеозоя и нижней юры, прорванными дайками, штоками и некками интрузивных пород различного состава и возраста и разбитыми тектоническими разломами северо-западного простирания на ряд блоков, смещенных относительно друг друга. Породы отличаются большим разнообразием литологического состава и представлены вулканогенными, карбонатными и терригенными образованиями, превращенными в результате контактового воздействия интрузии эльджуртинских гранитов в различные по составу роговики и мраморы.

Стратиграфическая схема рудного поля Тырныаузского месторождения представляется в настоящее время в следующем виде (рис. 1).

1. Четвертичные отложения (морены, аллювий, делювий).
2. Мукуланская песчано-сланцевая свита — J_1^2.
3. Северная свита конгломератов, песчаников и сланцев — C_{2-3}.
4. Вулканогенная (кизилкольская) свита — C_1.
5. Свита ороговикованных сланцев, туфов и песчаников (артыкчатская) — C_1.
6. Карбонатная (пастуховская) свита — D_3.

Приведенная выше стратиграфическая схема не является окончательно установленной, так как ряд свит фаунистически не охарактеризованы и их возрастное взаимоотношение с другими свитами определено на основании аналогии с соседними районами, где метаморфизм пород проявлен значительно слабее.

Толща осадочно-метаморфических пород Тырныауза прорвана штоками, дайками и пластовыми телами интрузий различного состава и возраста: ультрабазитами, спессартитами и трондьемитами (кварцевыми плагиопорфирами, по А. В. Пэку), эльджуртинскими гранитами и лейкократовыми гранитоидами, липаритами, витрофирами и андезито-базальтами.

Наибольшее значение в процессе рудообразования имеют лейкократовые гранитоиды и эльджуртинские граниты. Кровля эльджуртинского гранита является нижней границей распространения оруденения на месторождении. Относительно возраста молодого интрузивного комплекса среди исследователей существует до настоящего времени несколько точек зрения. Б. В. Орлов и С. П. Соловьев относят формирование неоинтрузий к неогеновому времени, считая эльджуртинские граниты более древними из них, а липариты самыми молодыми. В последнее время к этой точке зрения присоединился Г. Д. Ажгирей, ко-

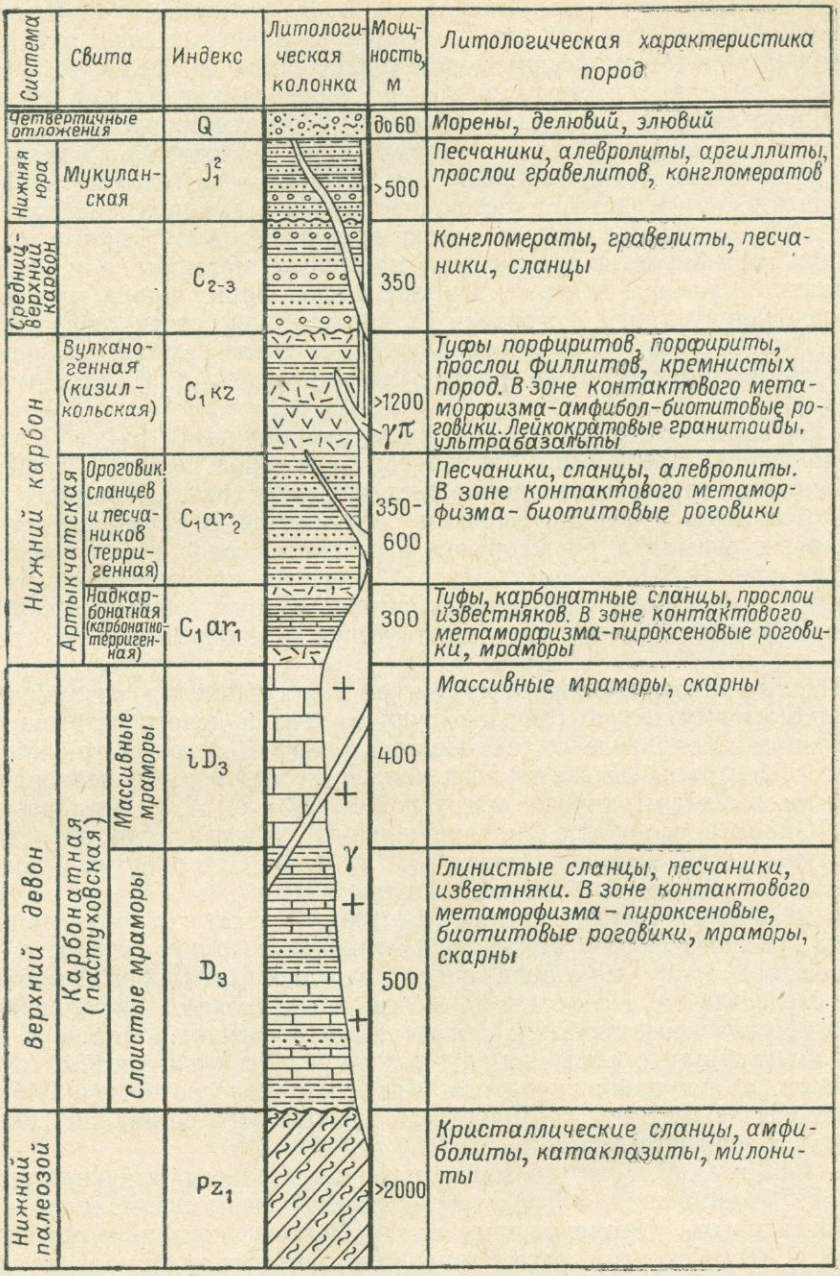


Рис. 1. Стратиграфическая колонка Тырныаузского рудного поля.

торый на основании определения абсолютного возраста эльджуртинских гранитов относит время их внедрения к нижнему плиоцену, а время становления липаритовых некков связывает с наиболее молодой вспышкой интрузивной деятельности на Кавказе, происходившей в верхнем плиоцене и плейстоцене. Л. А. Варданянц, Д. С. Кизевальтер и А. В. Пэк считают, что становление гранитных интрузий и связанный с ним метаморфизм пород происходили в послеверхнеюрское время и оставляют неогеновый возраст лишь за липаритами.

Представления о структуре Тырныаузского месторождения по мере его изучения неоднократно изменялись и до настоящего времени единого мнения по этому вопросу нет. Главным элементом структуры месторождения является участок массивных мраморов „центра", вокруг которого располагаются основные рудные тела Тырныауза. На верхних горизонтах и поверхности массивные мраморы или, как их называют „мраморы центра", в плане имеют форму капли или груши, заключенной в поле роговиков и обращенной своей расширенной частью на юго-восток. В вертикальных сечениях „мраморы центра" имеют примерно такую же форму, что и в плане, т. е. сужаются на глубину.

При анализе структуры месторождения обращает на себя внимание полнейшая автономия структуры „мраморов центра" и полосы карбонатных пород, протягивающейся к югу от них. „Мраморы центра" всего лишь узким перешейком соединяются с полем слоистых и массивных мраморов, располагаясь в основном среди роговиков. Своеобразие залегания „мраморов центра", а также приуроченность к ним рудных тел объясняет повышенный интерес к этому участку и стремление всех исследователей дать генетическую интерпретацию его структуры.

Первые представления о структуре месторождения охватывали в основном форму только главного рудного тела и непосредственно примыкающих к нему рудных тел (Северо-западный скарн, Юго-западный фланг и Центральный скарн), так как на месторождении первоначально были выявлены только эти тела. В 1937 г. А. С. Федоренко и Б. В. Орлов предложили „антиклинальную" гипотезу для объяснения структуры месторождения. Уже в 1938 г. А. В. Пэк обратил внимание на большое количество брекчий в Главном скарне на верхних горизонтах и в 1946 г. сформулировал „сколовую" гипотезу, объясняющую форму Главного скарна как псевдоантиклиналь, приуроченную к тектоническому блоку мраморов среди роговиков (диапировое протыкание). Недостатком антиклинальной гипотезы является игнорирование факта несогласного залегания полосчатости роговиковой толщи в шарнире антиклинали с контуром рудного тела. Слабыми местами сколовой гипотезы являются трудность объяснения полосчатости в Главном скарне, согласной с его ограничением, и согласного залегания Нижней залежи с Главным скарном.

В 1963 г. О. В. Кононов выдвинул гипотезу дисгармоничной складчатости. Формирование структуры месторождения связывается им с горизонтальными перемещениями вдоль Центрального разлома. В гипотезе О. В. Кононова рассматривается принципиально новая схема возможного образования структуры, подобной Главному скарну, но исходные позиции ее недостаточно подтверждаются фактами. Резкие фациальные изменения по простиранию в толще слоистых мраморов, на которые О. В. Кононов делает упор, в районе месторождения не выявлены.

Учитывая геологические материалы последних лет, В. Я. Ушаков, А. Ф. Свириденко и Н. Ф. Слукин выдвинули „сдвигово-складчатую"

гипотезу. Исходными пунктами этой гипотезы являются следующие положения:

а) образование основных структур месторождения, так же как и в гипотезе О. В. Кононова, связывается со сдвиговыми перемещениями вдоль Центрального разлома;

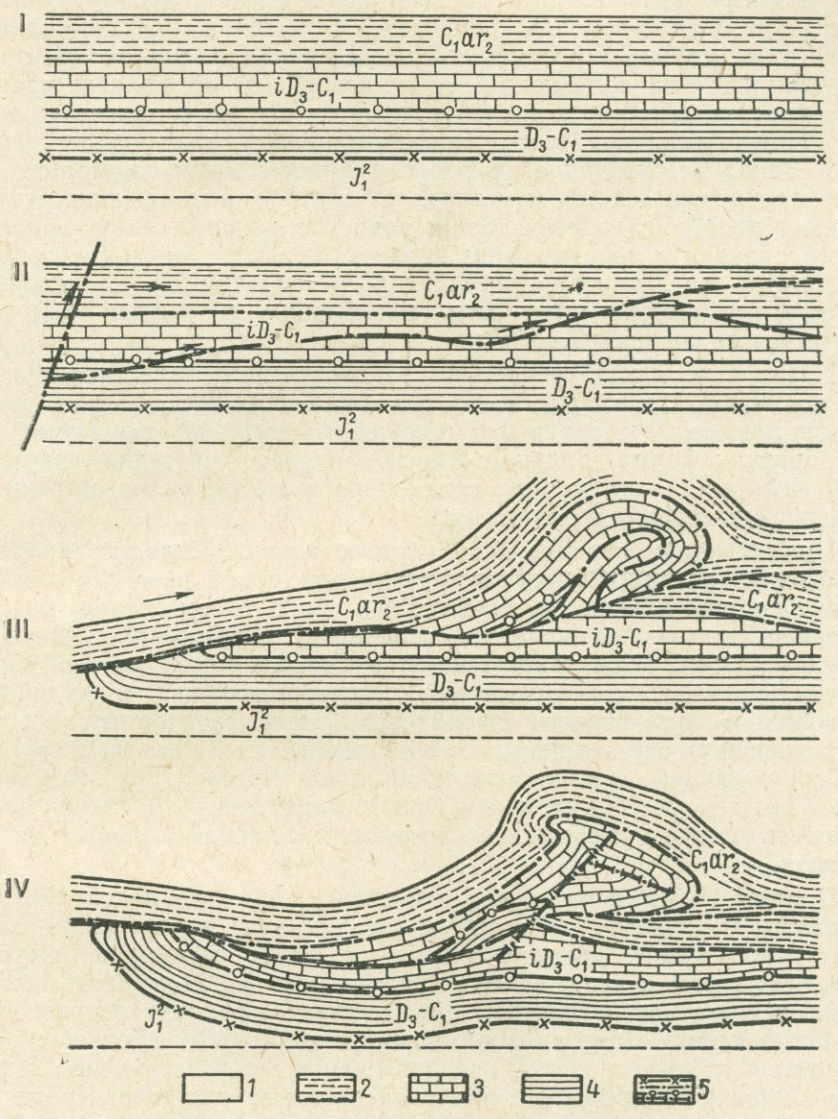


Рис. 2. Схема формирования структур Тырныаузского месторождения (*I*—*IV*), 1964 г., план.

1 — мукуланская свита $\left(J_1^2\right)$; *2* — песчано-сланцевая толща (C_1ar_2); *3* — массивные мраморы ($D_3 - C_1$); *4* — слоистые мраморы ($D_3 - C_1$); *5* — дорудные „швы".

б) при сдвиговом перемещении одних толщ относительно других от последних могли отколоться пластины, которые закручивались в виде складок волочения.

На рис. 2 схематично изображены последовательные этапы формирования структур Тырныаузского месторождения. Рассмотрим более детально механизм образования указанных структур. I этап — обра-

зование Чатбашской синклинали, в которой породы месторождения составляют крутое южное крыло и залегают в следующей последовательности (с юга на север): мукуланская свита (слоистые мраморы, массивные мраморы), песчано-сланцевая толща (биотитовые роговики). II этап — в результате сдвиговых перемещений вдоль Центрального разлома, явившихся следствием значительных вертикальных перемещений блоков-пластин, происходит смещение песчано-сланцевой толщи относительно карбонатных толщ с запада на восток. III этап — в результате продолжающихся смещений отколовшаяся пластина перемещается песчано-сланцевой толщей на восток и сминается в дисгармоничную складку. Часть толщи массивных мраморов остается на месте. Западное окончание слоистых мраморов этими сдвиговыми смещениями подвертывается к северу. IV этап — продолжающиеся перемещения песчано-сланцевой толщи приводят к усложнению сформированной складки с образованием складок 3-го и более высоких порядков. В этот же этап образуются разрывы сплошности, по которым в последующем формируются тела гранитоидов и рудные тела типа Центрального скарна и Апофизы.

Новая гипотеза объясняет факт несогласного залегания биотитовых роговиков в замковой части складки волочения, ибо они не принимали прямого участия в формировании указанной структуры. Подковообразная форма Главного скарна, слоистое строение скарнового тела, согласное с его формой, также хорошо объясняются с точки зрения сдвигово-складчатой гипотезы.

При боковом перемещении образовавшейся складки волочения происходило раздвигание песчано-сланцевых пород перед ее замковой частью, сопровождавшееся интенсивным дроблением пород на этом участке и вызывавшее некоторое ослабление напряжений в роговиках впереди складки. В результате на этом участке создалась благоприятная обстановка для проникновения скарнообразующих и рудоносных растворов и интенсивного проявления метасоматических процессов, что в конечном счете привело к образованию мощного рудного тела. Наоборот, участки, прилегающие к крыльям складки, при этих движениях являлись участками повышенных напряжений, и этим можно объяснить резкое уменьшение мощности Главного скарна на этих участках.

Положение Южного скарна и Слепой залежи по новой трактовке соответствует „швам", по которым происходило перемещение одного блока относительно другого. Глыбовые блоки мраморов, имеющие место в Главном скарне, затащены при таких перемещениях. Нижняя залежь в свете новой гипотезы представляет собой внутреннюю часть складки, в которую при ее формировании вовлечены небольшие участки песчано-сланцевых пород, преобразованных в последующем в роговики. Наличие обособленных участков слоистых мраморов среди массивных на западном продолжении Слепой залежи с новых позиций объясняется вовлечением отдельных „клиньев" слоистых мраморов в складчатую структуру.

Вся вышеописанная структура ограничивается снизу кровлей эльджуртинских гранитов. Относительно ровный характер поверхности кровли гранита позволяет считать ее тектонической.

Таким образом, основным структурным направлением Тырныауза является общекавказское северо-западное, которое осложнено дисгармоничной складкой волочения мраморов центра. Это осложнение является основной рудоконтролирующей структурой месторождения.

Известные рудные тела месторождения Тырныауз по условиям

образования, а также по содержанию полезных компонентов разделяются на три типа:

1) скарновые вольфрамо-молибденовые руды;
2) роговиковые молибденовые руды;
3) скарнированные мраморы, содержащие вольфрам.

Скарновые руды. Основную ценность на месторождении представляют скарновые руды, которые содержат в промышленном количестве шеелит и молибденит. Известно десять скарновых рудных тел разной мощности и длины. Наибольшими запасами обладают скарновые тела, представляющие собой залежи между алюмосиликатными породами (биотитовые роговики и песчаники) и известковыми породами (массивные и слоистые мраморы). К таким телам относятся: Главный скарн, Слепая залежь, Северо-западный скарн, Юго-западный фланг Главного скарна. Резко уступают по масштабам вышеуказанным скарновые рудные тела, образованные по прослоям, в одних случаях, алюмосиликатных пород в мраморах (Центральный скарн, Нижняя залежь, Апофиза) и в других — карбонатных пород среди алюмосиликатных (Южный скарн, Северный скарн, Скарн № 26).

На контакте эльджуртинских гранитов, а также их дериватов — лейкократовых гранитоидов с мраморами — всегда имеются так называемые приграниτные биметасоматические скарны. Мощность их невелика — от нескольких сантиметров до первых метров. И хотя они содержат полезные компоненты, в рудные тела они включаются только при совместном расположении с другими типами руд месторождения. Самостоятельно же практического интереса не представляют.

На месторождении Тырныауз принято разделять скарны по условиям образования и структурно-текстурным особенностям на типы: а) роговиковые скарны, б) известняковые скарны, в) нерасчлененные скарны, г) сульфидные скарны. Разделение первых трех типов производится по реликтам первичной структуры: биотитовые или пироксен-плагиоклазовые останцы служат доказательством образования скарнов за счет роговиков, а реликты мраморов служат критерием отнесения скарнов к типу известняковых. Нерасчлененные скарны в основном также относятся к роговиковому типу. Но реликты роговиковой структуры в них, как правило, не сохранились, однако под микроскопом в них всегда отмечается сфен-акцессорный минерал роговиков. Сульфидные скарны помимо силикатов характеризуются значительным содержанием сульфидов меди, железа, а также цинка, свинца и других металлов, окислов, в основном железа.

Минеральный состав указанных типов скарнов довольно разнообразен, и дальнейшие подразделения производятся по преобладанию в них каких-либо минералов. Необходимость такого разделения вызывается тем, что рудные минералы ассоциируют обычно с определенными минералами скарнов. Так, шеелит ассоциирует с пироксеном, плагиоклазом, амфиболом, молибденит — с гранатом, кварцем.

Из скарновых рудных тел наиболее полно изучен Главный скарн. Это крупное рудное тело, имеющее в плане подковообразную форму и выпуклой частью обращенное на восток. Погружается оно под углом 55—65° на восток-юго-восток без существенных изменений формы и мощности по всему падению до кровли эльджуртинского гранита. Сложено оно в основном гранат-пироксеновыми роговиками, в том числе нерасчлененными скарнами, а также известняковыми, сульфидными скарнами и пироксен-плагиоклазовыми роговиками.

В висячем боку Главного скарна залегают пироксен-плагиоклазовые роговики. Ближе к лежачему боку расположены известняковые скарны, которые обычно отделены от мраморов сульфидными скарна-

ми. Последние обычно имеют форму линз и мощность их значительная на верхних горизонтах, в то время как на нижних сульфидные скарны часто отсутствуют.

Ниже приведена петрографическая характеристика указанных типов пород. Пироксен-плагиоклазовые роговики представляют собой весьма плотные тонкозернистые породы светло-зеленого цвета, иногда полосчатые. Они состоят из мелких зерен (0,01 *мм*) пироксена и плагиоклаза. Пироксен ряда диопсид-геденбергита с преобладанием последнего, плагиоклаз — лабрадор-битовнит № 80. Акцессорные — лейкоксен, сфен, кварц. Полосчатость роговиков объясняется преобладанием или пироксена, или плагиоклаза. Считается, что основная масса пироксен-плагиоклазовых роговиков Главного скарна образовалась за счет гидротермальной переработки биотитовых роговиков, реликты которых наблюдаются в пироксен-плагиоклазовых роговиках.

Гранат-пироксеновые и пироксеновые скарны наиболее широко распространены в Главном скарне. Это мелко- и среднезернистые темно-зеленые с буроватыми пятнами породы, состоящие из пироксена с преобладанием геденбергитовой составляющей над диопсидовой, с участием иогансенита и авгита, и граната ряда андрадит — гроссуляр с содержанием андрадитовой составляющей до 25—35% и с незначительной примесью спессартиновой, альмандиновой и пироповой составляющих. Акцессорные минералы — сфен, кварц, плагиоклаз, молибденит, шеелит с изоморфной примесью молибдена.

Пироксен-плагиоклазовые скарны обычно располагаются в эндоконтакте гранат-пироксеновых скарнов. Это среднезернистые рябоватого облика зеленые породы, состоящие из зерен геденбергит-диопсидового пироксена (40—60%) и плагиоклаза № 50—60, размеры зерен до 1—3 *мм*. Пироксен-плагиоклазовые скарны несут повышенное содержание молибдошеелита. Акцессорные — молибденит, кварц, сфен, флюорит.

Пироксеновые скарны иногда выделяются в самостоятельный вид. Расположены они в экзоконтакте гранат-пироксеновых скарнов, сложены столбчатыми кристаллами пироксена существенно геденбергитового состава. Акцессорные минералы — гранат, волластонит, везувиан, молибдошеелит, молибденит, кварц, флюорит. Указанные скарны обычно относятся к известняковому типу.

Везувиан-волластонитовые скарны залегают в экзоконтакте пироксеновых скарнов и часто содержат реликты мраморов. Это обычно среднезернистые светло-бурые или светло-зеленые породы. В них кроме пироксена часто присутствует гранат. Содержание полезных компонентов низкое, и обычно они безрудные. Мощность таких скарнов небольшая и резко колеблется (от нескольких сантиметров до первых метров).

Сульфидные скарны являются крайними экзоконтактовыми образованиями Главного скарна. Сложены они бурыми гранатами, существенно андрадитовыми, а также пироксеном, волластонитом, флюоритом, кварцем, кальцитом и рудными минералами — пирротином, пиритом, халькопиритом, сфалеритом, магнетитом. Сульфидные скарны имеют линзовидную форму, мощность их колеблется от нескольких сантиметров до 1,0 *м*, редко 3—5 *м*. По простиранию и падению они также резко изменяют свою мощность. Содержание трехокиси вольфрама и молибдена в них низкое. Сульфидные скарны являются наиболее поздними образованиями и заканчивают процесс скарнообразования и оруденения на месторождении.

Примерно одинаковое соотношение указанных типов скарнов на разных горизонтах месторождения, а также устанавливаемое измене-

ние от висячего бока к лежачему в соотношении геденбергитовой и диопсидовой составляющих в пироксене и андрадитовой и гроссуляровой в гранате позволили некоторым исследователям (А. В. Пэк) прийти к заключению, что образование Главного скарна явилось результатом в основном биметасоматического процесса.

В то же время привнос значительных масс некоторых элементов (например, железа) и некоторое возрастание его количества на нижних горизонтах позволили Г. В. Нестеренко сделать вывод о преобладании инфильтрационного процесса минерализации при становлении скарнов Главного рудного тела. Другие скарновые рудные тела принципиально по составу не отличаются от Главного скарна.

Роговиковые руды. Роговиковые рудные тела представляют собой типичные штокверки кварцевых прожилков с молибденитом, а на верхних горизонтах и с повеллитом в биотитовых роговиках, а иногда и в лейкократовых гранитоидах.

Рудные тела представляют собой обычно линейно вытянутые зоны запад-северо-западного направления и крутого падения. Наиболее крупные рудные тела данного типа — Северные роговики, Южные роговики и роговики Слепой залежи. Среди них можно выделить роговики, образовавшиеся по сланцам, роговики по песчаникам, роговики по грубозернистым песчаникам и гравелитам, роговики, образовавшиеся по конгломератам. Среди роговиков выделяются биотитовые, биотит-кордиеритовые и кордиерит-андалузитовые разности. Количество кордиерита и андалузита с глубиной возрастает.

Основная масса молибденита в виде мелкочешуйчатых выделений, а также повеллита (от поверхности до 2600 *м*) содержится в прожилках. Среди прожилков преобладают кварцевые, составляющие по объему около 1,5—2,0% массы роговиковых рудных тел. Среди кварцевых прожилков преобладают нормальные прожилки, но для Тырныауза характерны и полосчатые прожилки — тонкое чередование полосок разнозернистого кварца и часто молибденита, ориентированных параллельно стенкам прожилков. Обычно полосчатые прожилки более мощные — от 1 до 10—20 *см*.

Третий тип прожилков — так называемые „сухие швы". Это плоскости типа кливажных или другие, выполненные существенно молибденитом. По простиранию они нередко переходят в кварц-молибденитовые.

Кроме кварцевых есть прожилки пироксеновые, кварц-пироксеновые, амфибол-пироксеновые, амфиболовые, вдоль которых в роговиках всегда бывают оторочки светлого, существенно плагиоклазового роговика, т. е. агрегата довольно основного плагиоклаза с примесью пироксена, амфибола, а также сфена. Нередко такие зоны осветления сопровождают и кварцевые прожилки. Мощность светлых оторочек (без биотита) обычно превышает мощность прожилков в 2—3 раза.

Минералы рудного поля месторождения Тырныауз

Нерудные	Рудные
Главные	
Диопсид, авгит, иогансенит, геденбергит, гроссуляр, андрадит, тремолит, актинолит, обыкновенная роговая обманка, куммингтонит, кварц, плагиоклазы, волластонит, везувиан, кальцит, сидерит, доломит.	Шеелит, молибдошеелит, молибденит, халькопирит, пирротин, магнетит.

Второстепенные

Биотит, мусковит, эпидот, клиноцоизит, андалузит, кордиерит, ильваит, флюорит, стильпномелан, кюстерит, пеннин, клинохлор, диабантин, лейхтенбергит, ортоклаз, анортоклаз, санидин, сфен, лейкоксен, халцедон, опал.

Сфалерит, антимонит, арсенопирит, пирит, гематит, галенит, мушкетовит, мельниковит, тетраэдрит, теннантин, станнин, полибазит, касситерит, ильменит.

Редкие

Флогопит, скаполит, сколецит, ортит, апатит, геарксутит, аксинит, турмалин, топаз, анальцим, циркон, оливин, форстерит, хондродит, пренит, брусит, шпинель, корунд, хлоритоид.

Титаномагнетит, самородное серебро, золото, галеновисмутит, висмутин, самородный висмут, тунгстенит, сульфовисмутиты, медь, марказит, бурнонит, тетрадимит, валлериит, кубанит, кобальтин, борнит, бертьерит, буланжерит, джемсонит, цинкенит, киноварь, плагионит, леллингит, теллур.

Гипергенные

Кальцит, альбит, арагонит.

Повеллит, ферримолибдит, окислы железа, лимонит, эритрин, азурит, ковеллин, малахит, хризоколла, псиломелан, куприт, халькозин, хальконтит, брошантит, скородит.

Процесс контактового метаморфизма и оруденения пород Тырныаузского месторождения был длительным и многоэтапным.

Первый этап. Внедрение по глубинным разломам крупных масс гранитной магмы, обусловившей интенсивный контактовый метаморфизм пород кровли. В результате этого метаморфизма песчано-сланцевые и вулканогенные образования превращены в биотитовые, амфибол-биотитовые и кордиеритовые роговики; карбонатно-глинистые (мергели) — в пироксеновые роговики и карбонатные (известняки) — в мраморы.

Второй этап. Новые, сравнительно небольшие порции магмы достигают верхних горизонтов и образуют штоки и дайкообразные тела лейкократовых гранитоидов. Этот этап отличался большой активностью магмы и сопровождался выделением значительного количества эманаций и гидротермальных растворов, обусловивших интенсивный метасоматоз кровли с образованием различных по составу скарнов.

Образование скарнов по роговикам сопровождалось привносом кальция, железа, марганца, магния и выносом щелочей, кремния, алюминия, титана; по мраморам — привносом кремния, железа, алюминия, магния, марганца, титана и выносом кальция и углекислоты (табл. 1). Приведенные в таблице данные свидетельствуют об активном привносе скарнирующими растворами только железа и марганца. Остальные элементы перераспределились в порядке биметасоматического обмена между мраморами и биотитовыми роговиками. Из мраморов в биотитовые роговики привносился кальций, необходимый для образования роговиковых скарнов, а из биотитовых роговиков в мраморы — алюминий, магний и кремний, необходимые для образования известняковых скарнов.

Закономерное снижение интенсивности степени скарнирования при удалении от первоначального контакта между роговиками и мраморами обусловило определенную зональность скарнов. Эта зональность заключается в следующем: непосредственно на контакте биотитовых роговиков располагается зона биотит-амфиболовых роговиков, затем пироксеновых, пироксен-гранатовых, гранат-пироксеновых скарнов с

волластонитом и везувиан-волластонитовых скарнов. Последние наблюдаются на контакте с мраморами.

В конце второго этапа произошло отложение основной массы рудных компонентов — вольфрама в виде шеелита и молибдена в виде молибдошеелита и молибденита. Рудоотложение происходило с некоторым разрывом во времени после скарнообразования. О существовании этого разрыва свидетельствует наличие на месторождении безрудных скарнов, а также парагенетическая связь рудных минералов с несколько более поздними генерациями скарновых минералов (пироксеном и гранатом).

Таблица 1

Результаты химических анализов мраморизованных известняков, биотитовых роговиков и скарнов*

Компоненты	Мраморы и мраморизованные известняки	Метасоматические породы по известнякам		Метасоматические породы по биотитовым роговикам			Биотитовые роговики
		Пироксеновые экзоскарны	Гранат-пироксеновые экзоскарны	Гранат-пироксеновые эндоскарны	Пироксеновые роговики	Амфибол-биотитовые роговики	
	2**	4	4	5	4	3	6
SiO_2	1,10	47,29	45,90	48,40	55,84	54,20	57,45
TiO_2	—	0,08	0,22	0,41	0,62	0,87	0,88
Al_2O_2	Сл.	1,64	5,35	7,85	14,64	18,94	20,14
Fe_2O_3	0,22	2,86	5,24	5,18	1,23	0,84	1,38
FeO	0,25	20,70	12,90	9,46	7,35	5,40	5,11
MnO	0,02	2,12	1,31	1,17	0,43	0,04	0,08
MgO	1,25	1,47	1,59	1,57	3,11	3,85	1,89
CaO	53,85	23,44	26,77	26,08	13,56	9,64	2,97
Na_2O	0,28		Следы		1,81	3,06	1,50
K_2O	—	—	—	—	0,32	1,33	6,33
H_2O	—	—	—	—	0,86	1,33	2,22
CO_2	43,50	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,23	99,60	99,28	100,12	99,77	99,34	99,88

*Данные Г. В. Нестеренко и А. Д. Каленова.
** Количество проб.

Процесс редкометального рудоотложения проходил в две стадии, несколько разделенные во времени. В первую стадию рудоотложения, проходившую во времени непосредственно вслед за скарнообразованием, произошло формирование основной массы шеелита и небольших количеств молибденита, преимущественно в виде молибдошеелита. Рудоносные растворы этой стадии, по всей вероятности, пользовались теми же путями, что и скарнообразующие растворы. Во вторую, более позднюю, стадию произошло отложение основной массы молибдена в виде молибденита. Молибденит отлагался в роговиках, гранитоидах и скарнах по сети трещин совместно с кварцем, пироксеном, реже амфиболом. Рудоносные растворы этой стадии пользовались при движении другими путями и пространственно несколько обособлены от скарновых образований. Вторая стадия рудоотложения представлена штокверковым типом оруденения и локализуется на месторождении в виде линейно вытянутых субширотных зон, расположенных в экзоконтакте скарнов и включающих в себя роговики, гранитоиды и скарны.

Участки скарнов, где проявились обе стадии рудоотложения, характеризуются высокими содержаниями в них трехокиси вольфрама и молибдена (северо-западный фланг Главного скарна).

К концу второго этапа также относится образование более поздних бурых гранатовых скарнов, содержащих иногда сульфидную минерализацию (халькопирит, пирит, пирротин и др.) и приуроченных главным образом к контакту более ранних скарновых образований с мраморами.

Наконец, третий этап интрузивной деятельности сопровождался привносом новых крупных порций магмы, завершивших формирование эльджуртинского гранитного массива. О более молодом возрасте этого этапа свидетельствует то, что эльджуртинские граниты секут все скарновые образования и оруденение в роговиках (кварц-молибденитовые прожилки), и их кровля является нижней границей распространения оруденения на глубину. Этот этап на месторождении проявился в окварцевании пород кровли.

Таблица 2

Распределение редких и рассеянных элементов в скарнах

Элементы	Мраморы, ср. из 29 проб	Скарны по мраморам (известняковые)		Скарны по биотитовым роговикам (роговиковые)		Биотитовый роговик, ср. из 33 проб
		Везувиан-волластонитовые скарны, ср. из 28 проб	Пироксен-гранатовые скарны, ср. из 41 пробы	Пироксен-гранатовые скарны, ср. из 75 проб	Пироксен-роговиковые скарны, ср. из 82 проб	
Ge	—	0,001	0,001—0,005	0,001—0,003	—	—
Sn	—	0,003—0,005	0,01—0,05	0,01—0,05	0,003—0,008	0,001—0,003
Ga	—	0,001	0,001—0,005	0,001—0,005	0,001 0,005	0,001—0,005
Co	—	—	0,001	0,001	0,001	0,001
Ni	—	0,001	0,001—0,003	0,001—0,005	0,003—0,008	0,003—0,005
Cr	0,001	0,001	0,001—0,005	0,003—0,005	0,005—0,01	0,005—0,01
V	—	0,001—0,003	0,003—0,008	0,003—0,008	0,005—0,01	0,005—0,01
Ti	—	0,03—0,05	0,2	0,3—0,4	0,5—0,6	0,8—0,9
Zr	—	0,003	0,001	0,001	0,008—0,03	0,01—0,05
Sr	0,1—08	0,005—0,01	0,01—0,05	0,01—0,05	0,1—0,5	0,1—0,5
Ba	0,001—0,003	0,001	0,003—0,005	0,001—0,005	0,008—0,03	0,03—0,1
Be	—	0,001	0,001—0,003	0,001—0,003	0,001—0,003	0,001—0,003

А. В. Пэк (1962) дает более подробное деление процесса минерализации, выделяя в нем десять стадий. Принципиальных различий в схеме А. В. Пэка и вышеописанной трехэтапной схеме нет.

Некоторые особенности геохимии скарнового процесса. Распределение редких и рассеянных элементов по различным типам скарнов и вмещающих пород характеризуется табл. 2 (по данным Г. В. Нестеренко).

Анализ распределения редких и рассеянных элементов по различным типам вмещающих пород и скарнов позволяет говорить о некотором увеличении в последних олова и германия. Содержание остальных элементов в целом закономерно понижается от биотитовых роговиков к мраморам. Следовательно, более определенно можно говорить о привносе растворами только этих двух элементов. Остальные элементы переходят в скарны из биотитовых роговиков в порядке биметасоматического обмена между биотитовыми роговиками, из которых элементы выносятся, и мраморами, как это имеет место с главными петрогенными элементами.

Распределение редких и рассеянных элементов в силикатных и сульфидных минералах скарнового процесса характеризуется табл. 3. Редкие рассеянные элементы, за исключением циркония, не образуют самостоятельных минералов, а входят в кристаллические решетки силикатов и сульфидов в виде примесей.

Помимо горизонтальной зональности метасоматических образований, о которых говорилось выше, для Тырныаузского месторождения характерна и вертикальная зональность или, точнее, вертикальная изменчивость скарнового тела. Она проявляется в обогащении нижних горизонтов железом и марганцем, верхних горизонтов — алюминием, титаном, калием и натрием. Механизм этого явления подчеркивает особенности привноса — выноса вещества: привносимые компоненты обогащают нижние горизонты, а компоненты, выносимые из замещаемых роговиков, частично переотлагаются на верхних горизонтах. Эта общая закономерность нарушается своеобразным поведением кремния, кальция и магния.

Таблица 3

Распределение редких и рассеянных элементов в минералах

Минералы	К-во анализов	Элементы, %											
		Ge	Sn	Ga	Co	Ni	Cr	V	Tl	Zr	Sr	Ba	Be
Биотит . . .	4	—	—	0,003	0,004	0,01	0,01	0,01	До 1	0,003	—	0,15	—
Плагиоклаз .	8	—	—	0,007	—	—	0,001	—	0,16	—	0,2	0,01	0,005
Пироксен .	15	0,001	0,01	0,001	0,004	0,003	0,001—0,003	0,005	0,01	—	0,008	—	0,005
Гранат . . .	27	0,004	0,2	0,005	—	0,001	0,001	0,003	0,15	0,003	0,005	0,002	0,001
Волластонит	15	—	0,001	—	—	—	0,006	—	0,003	—	0,05	—	0,001
Везувиан . .	13	0,001	0,15	0,004	0,001	0,006	—	0,01	0,5	0,003	0,1—0,5	—	0,001
Пирротин .	13	—	0,02	—	0,005	0,003	—	—	0,001—0,005	—	—	—	—
Пирит . . .	7	—	0,08	—	0,007	0,003	—	—	0,002	—	—	—	—
Халькопирит	5	—	0,003	—	0,006	0,001	—	—	0,002	—	—	—	—
Сфалерит . .	6	—	0,01	—	0,01	0,001		—	0,001—0,005	—	—	—	—

Некоторое изменение химического состава одной и той же разновидности метасоматических пород по вертикали сопровождается изменением состава минералов. С нижних горизонтов к верхним наблюдается увеличение в пироксенах диопсидовой, а в гранатах — гроссуляровой молекул. Постепенному изменению химического состава пород соответствует последовательное постоянное изменение состава минералов, что объясняется сложным характером процесса, в котором инфильтрационный метасоматизм усложняется диффузионным.

Поведение рудных элементов — вольфрама и молибдена — в скарновом процессе подчиняется закономерности, установленной для привносимых породообразующих компонентов. Оба элемента имеют максимальное содержание в наиболее сильно измененных породах (пироксеновые и гранат-пироксеновые экзо- и эндоскарны); в вертикальном разрезе наблюдается некоторая тенденция к обогащению верхних горизонтов молибденом, а нижних — вольфрамом.

СКАРНЫ И ГРЕЙЗЕНЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВОСТОК-2

Г. Н. Степанов

Дальневосточный геологический институт

Район месторождения приурочен к зоне Центрального структурного шва, разделяющего главный антиклинорий и главный синклинорий Сихотэ-Алиня. Он располагается в западной части крупного Татибинского блока, представляющего собой антиклинальную структуру в пределах главной синклинальной зоны. Здесь развиты терригенно-осадочные отложения перми, триаса, юры и нижнего мела, вулканиты верхнего мела и палеогена, а также гранитоиды верхнепалеозойского и мезозойского возраста.

Площадь месторождения сложена верхнепермскими песчано-кремнисто-сланцевыми отложениями с редкими пластами известняков и спилитов. Эти отложения, смятые в крутые складки северо-восточного простирания, прорваны небольшой интрузией плагиогранитов,* мелкими штоками гранит-порфиров и дайками диоритовых и пироксен-плагиоклазовых порфиритов.

Месторождение располагается в контактовой зоне интрузии плагиогранитов. Оно приурочено к участку пересечения двух крупных нарушений северо-восточного и северо-западного направлений. Осадочные породы на месторождении интенсивно метаморфизованы и превращены в биотитовые роговики, кварциты и мраморизованные известняки. Метаморфизованные породы образуют вытянутый в северо-восточном направлении ореол, в пределах которого располагается небольшой шток плагиогранитов. Мраморизованные известняки распространены только в северо-восточной части площади месторождения, где они слагают пласт мощностью около 40 *м*. К юго-западу пласт известняков резко выклинивается и на его продолжении среди биотитовых роговиков развиты скарново-рудные тела месторождения. Известняки обнаружены также и в центральной части рудного поля, где они вскрываются на глубоких горизонтах, но там их мощность значительно меньше.**

Скарново-рудные залежи представляют собой жилообразные тела скарнов с наложенной вольфрамовой и сульфидной минерализацией. Выделяется несколько минеральных ассоциаций, соответствующих главным стадиям минерализации: скарновая, грейзеновая, кварцево-шеелитовая, сульфидная и карбонатная.

На месторождении отчетливо проявлена горизонтальная зональность минерализации по отношению к массиву плагиогранитов (рисунок). Наиболее ранние образования — скарны — слагают протяженные жилообразные тела, далеко удаляющиеся от штока. Кварцево-серицитовые метасоматиты грейзеновой стадии чехлом окружают массив плагиогранитов, а по трещинным зонам развиваются по биотитовым роговикам и скарнам. Кварцево-шеелитовые жилы наблюдаются среди скарнов в контактовой зоне интрузии, а также на некотором удалении от нее. Более поздней является сульфидная минерализация, с которой связано формирование массивных метасоматических пирротин-халькопиритовых и пирротин-сфалеритовых руд. Пирротин-халькопиритовые руды развиты как в центральной части месторождения возле штока плагиогранитов, так и на значительном расстоянии от него. Пирротин-

---

* По данным М. Г. Руб, Г. П. Токсубаевой и Б. С. Чернова, по химическому и минеральному составу эти породы относятся к гранодиоритам.

** Другие исследователи не согласны с такой точкой зрения автора. По их наблюдениям, известняки верхних горизонтов замещаются скарнами. Об этом свидетельствуют многочисленные останцы известняков, наблюдающиеся в скарнах. — *Ред.*

сфалеритовые руды размещаются в основном на юго-западном фланге месторождения (Степанов, 1968).

Скарновые залежи представляют собой крутопадающие пластообразные и жилообразные тела, приуроченные к контакту известняков с биотитовыми роговиками и к трещинным зонам среди биотитовых роговиков или известняков. Они имеют четкое зональное строение: мраморизованные известняки, волластонитовый экзоскарн, пироксеновый

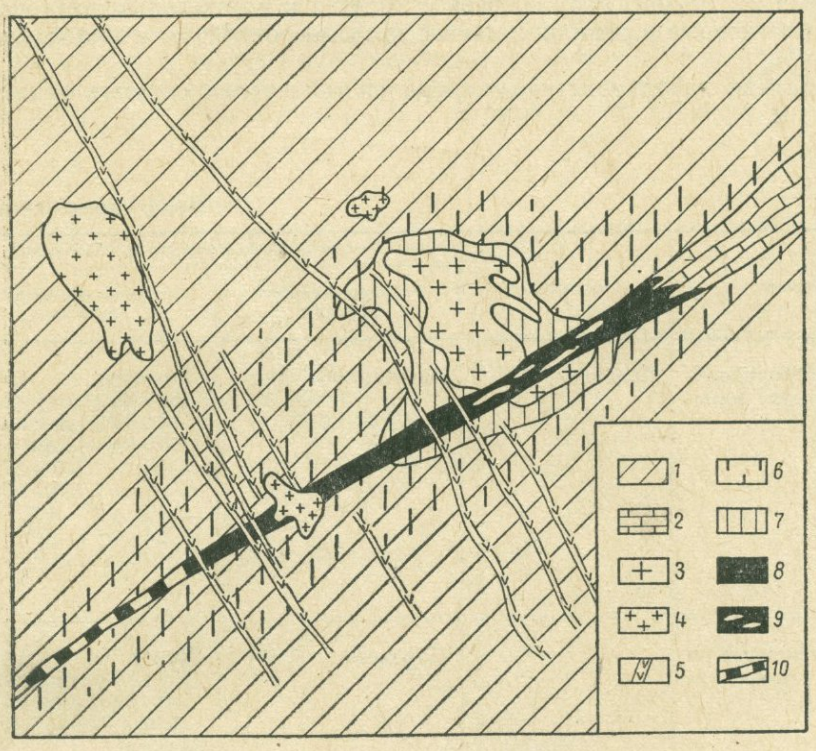


Схема зональности оруденения на скарново-шеелитовом месторождении Восток-2.

1 — толща переслаивания песчаников, кремней и сланцев; *2* — известняки; *3* — плагиограниты; *4* — гранит-порфиры; *5* — порфириты; *6* — метаморфизованные породы (биотитовые роговики, кварциты); *7* — кварцево-серицитовые метасоматиты; *8* — скарны с пирротин-халькопиритовым оруденением; *9* — кварцево-шеелитовые жилы и линзы; *10* — скарны с пирротин-сфалеритовым оруденением.

экзоскарн, гранат-пироксеновый экзо- и эндоскарн, пироксен-плагиоклазовый эндоскарн, амфибол-плагиоклазовый метасоматит, амфибол-биотитовый роговик — биотитовый роговик. Как правило, отдельные скарновые зоны из разреза выпадают, и наиболее типичный разрез представлен зонами пироксеновых экзоскарнов, пироксен-плагиоклазовых эндоскарнов и амфибол-плагиоклазовых метасоматитов общей мощностью до 5—6 *м*.

Скарновые залежи в трещинных зонах среди биотитовых роговиков пользуются на месторождении преимущественным распространением.* Они также имеют зональное строение (от центра к периферии): пироксеновый скарн (часто отсутствует), пироксен-плагиоклазовый (иногда

* Многие исследователи считают, что более широким распространением пользуются скарны, образовавшиеся по известнякам. — *Ред.*

с гранатом) эндоскарн, амфибол-плагиоклазовый метасоматит, амфибол-биотитовый роговик, биотитовый роговик. Мощность „жилообразных" скарнов редко достигает 2—3 *м*, но при наличии серии сближенных трещин увеличивается до 25—30 *м*.

Жилообразные скарновые тела среди мраморизованных известняков сложены пироксеном и достигают мощности 0,70 *м*. Возле тонких (2—3 *см*) жилок пироксена появляется оторочка волластонита. Вмещающие скарновые зоны известняки содержат небольшое количество магния и по химическому составу относятся к нормальным разновидностям; биотитовые роговики сложены кварцем, биотитом и плагиоклазом № 25—30.

Краткая характеристика минерального состава скарнов приведена в табл. 1.

Зональность скарнов

Породы	Известняк	Метасоматические породы по известнякам	
		Волластонитовый экзоскарн	Пироксеновый экзоскарн
Главные породообразующие минералы	Кальцит	Волластонит ($Ng = 1{,}633$, $Np = 1{,}617$)	Пироксен (80—85% геденбергит, 10—50% диопсид, 10—0% иогансент; $Ng = 1{,}750-1{,}728$, $Np = 1{,}728-1{,}704$, $c\ Ng = 47-42^0$, $2V = 64-61^0$)
Второстепенные и акцессорные минералы		Пироксен	Гранат (90—75% гроссуляр, 10—25% андрадит; $N = 1{,}745-1{,}780$) Кальцит

Примечания. Состав пироксена определялся по диаграммам состав-свойства пироксенов изосалиты (50% геденбергит, 50% диопсид) появляются только в маломощных зонах

По известнякам образовались волластонитовые, пироксеновые и пироксен-гранатовые экзоскарны. Известняки на контакте со скарнами изменены и перекристаллизованы. Пироксеновые скарны достигают мощности 1,5 *м* и слагают основную часть скарновых тел, образовавшихся по известнякам. От последних они иногда отделяются тонкой (2—3 *см*) полоской волластонита, а на контакте с эндоскарнами часто содержат гнезда пироксен-гранатовых скарнов. Пироксен экзоскарнов отличается преобладанием геденбергитовой молекулы и имеет довольно постоянный состав.

По биотитовым роговикам образовались пироксен-плагиоклазовые (иногда с гранатом) эндоскарны, амфибол-плагиоклазовые метасоматиты и амфибол-биотитовые роговики. Пироксен-плагиоклазовые эндоскарны, слагающие основную часть скарновых тел по биотитовым роговикам, имеют сложное строение. Они постоянно содержат полосы амфибол-плагиоклазовых метасоматитов и участки незащищенных биотитовых роговиков. Общая мощность этой сложно построенной зоны достигает 25 *м*. Иногда среди пироксен-плагиоклазовых эндоскарнов встречаются также жилки пироксена и гнездообразные скопления гра-

ната, где скарны по составу приближаются к пироксен-гранат-плагиоклазовым.

Амфибол-плагиоклазовые метасоматиты отделяют пироксен-плагиоклазовые скарны от роговиков и достигают мощности 0,5—1,0 *м*. Амфибол-биотитовые роговики в виде маломощной прерывистой полосы развиваются по биотитовым роговикам на контакте их с амфибол-плагиоклазовыми метасоматитами.

На месторождении намечается зональность в распределении различных типов скарнов. На северо-востоке месторождения, непосредственно примыкая к известнякам, развиваются пироксеновые, пироксен-плагиоклазовые и амфибол-плагиоклазовые скарны. В центральной его части скарновые залежи сложены пироксен- и амфибол-плагиоклазовыми скарнами, а на юго-западном фланге месторождения в составе

Таблица 1

месторождения Восток-2

Метасоматические породы по биотитовым роговикам			Биотитовый роговик
Пироксен-плагиоклазовый эндоскарн	Амфибол-плагиоклазовый метасоматит	Амфибол-биотитовый роговик	
Пироксен (75—25% геденбергит, 20—75% диопсид, 5—0% иогансенит; $Ng = 1{,}745—1{,}722$, $Np = 1{,}722—1{,}684$)	Амфибол ($Ng = 1{,}670—1{,}652$, $Np = 1{,}644—1{,}625$, $2V = -87 - 82^0$, $c\ Ng = 15—16^0$)	Амфибол ($Ng = 1{,}655$, $Np = 1{,}629$, $2V = -85^0$, $c\ Ng = 15—16^0$)	Биотит Кварц Плагиоклаз № 25—30
Плагиоклаз № 65—80	Плагиоклаз № 65—80	Биотит ($Nm = 1{,}630$) Плагиоклаз № 35	
Гранат (90 - 80% гроссуляр, 10—20% андрадит; $N = 1{,}745—1{,}790$) Сфен	Сфен	Сфен	

морфной серии диопсид—геденбергит—иогансенит (Жариков, Власова, 1961). 2. В пироксеновых экзоскарнах на контакте с эндоскарнами.

зон преобладают амфибол-плагиоклазовые скарны. Аналогичная зональность устанавливается и при изучении геологических разрезов: на глубине в составе скарновых зон увеличивается мощность сначала пироксен-плагиоклазовых, а затем пироксеновых скарнов. Это объясняется присутствием на глубине пластов известняков.

Для выяснения химизма процесса скарнообразования был подсчитан баланс вещества путем пересчета химических анализов неизмененных вмещающих пород и метасоматических измененных пород с учетом пористости (табл. 2). Как видно из табл. 2, замещение известняков и биотитовых роговиков происходило с привносом кремнезема, кальция, марганца и окисного железа и выносом титана, алюминия, магния, окисного железа, углекислоты и щелочей. Из расчетов исключены амфибол-биотитовые роговики, пироксен-гранатовые и волластонитовые скарны, так как они в общем объеме метасоматических пород скарновых зон занимают подчиненное положение и не оказывают существенного влияния на определение привноса — выноса вещества.

В табл. 3 приведены расчеты привноса — выноса с учетом примерного соотношения различных типов метасоматических пород в условном

Таблица 2

Привнос—вынос вещества при равнообъемном замещении известняков и биотитовых роговиков

Компоненты	1		2		3		4		5	
	вес. %	*г-атом* 100 $см^3$	вес. %	*г-атом* 100 $см^3$	вес. %	*г-атом* 100 $см^3$	вес. %	*г-атом* 100 $см^3$	вес. %	*г-атом* 100 $см^3$
SiO_2	0,87	0,039	43,98	2,450	45,78	2,320	43,22	2,143	46,29	2,249
TiO_2	Сл.	0,000	Нет	Нет	1,87	0,071	2,67	0,098	2,57	0,094
Al_2O_3	0,23	0,012	0,79	0,052	13,11	0,780	14,21	0,830	15,20	0,870
Fe_2O_3	0,04	0,012	2,05	0,086	1,23	0,046	1,36	0,050	2,80	0,102
FeO	0,17	0,006	25,29	1,178	9,04	0,382	12,12	0,502	12,30	0,500
MnO	0,11	0,004	2,48	0,117	0,73	0,031	0,37	0,015	0,21	0,008
MgO	0,22	0,014	0,57	0,047	5,13	0,387	9,11	0,673	8,74	0,633
CaO	54,89	2,652	20,34	1,031	19,90	1,080	11,82	0,628	3,06	0,159
Na_2O	0,12	0,010	0,01	0,001	0,88	0,086	1,48	0,142	1,38	0,130
K_2O	0,02	0,001	0,02	0,001	0,33	0,022	0,39	0,024	3,62	0,224
$H_2O^{\pm}$	0,13									
CO_2	43,10	2,648	3,59	0,273	1,69	0,116	0,65	0,044	0,31	0,020
P_2O_5	0,08		—	—					0,09	
S	0,02									
Сумма	100,0		99,75		100,57		99,75		99,31	
Объемн. вес, $г/см^3$	2,71		3,34		3,06		2,97		2,90	

Примечание. Анализы 1, 2 заимствованы у Б. С. Чернова и др. (ВИМС), обр. 3, 4, 5 выполнены в ДВГИСО АН СССР аналитиками Л. А. Козловой, Г. Г. Горошко. 1 — известняки (среднее из 2 анализов); 2 — пироксеновый эндоскарн (обр. с 144-н); 3 — пироксен-плагиоклазовый скарн (среднее из 2 анализов); 4 — амфибол-плагиоклазовый метасоматит (среднее из 2 анализов); 5 — биотитовый роговик (среднее из 3 анализов).

Таблица 3

Привнос — вынос вещества (в *г-атом*) в процессе замещения известняков и биотитовых роговиков из расчета на 100-*см* столб породы

Компоненты	Содержание компонентов		Привнос—вынос при замещении толщи известняков	Содержание компонентов			Привнос—вынос при замещении толщи биотитовых роговиков	Суммарный привнос — вынос при замещении 1000-*см* толщи биотитовых роговиков и известняков
	В 250-*см* толще известняков	В 250-*см* толще пироксеновых экзоскарнов		В 750-*см* толще биотитовых роговиков	В 500-*см* толще пироксен-плагиоклазовых эндоскарнов	В 250-*см* толще амфибол-плагиоклазовых метасоматитов		
Si^{4+}	0,975	61,250	+60,275	168,675	116,000	53,575	+ 0,900	+61,175
Ti^{4+}	0,000	0,000	0,000	7,050	3,550	2,475	— 1,025	— 1,025
Al^{3+}	0,300	1,300	+ 1,000	65,250	39,000	20,750	— 5,500	— 4,500
Fe^{3+}	0,300	2,150	+ 1,850	7,650	2,300	1,250	— 3,900	— 2,050
Fe^{2+}	0,150	29,450	+29,300	37,500	19,100	12,550	— 5,850	+23,450
Mn^{2+}	0,100	2,942	+ 2,842	0,600	1,550	0,375	+ 1,325	+ 4,167
Mg^{2+}	0,350	1,175	+ 0,825	47,475	19,350	16,825	—11,300	—10,475
Ca^{2+}	66,300	25,775	—40,525	11,925	54,000	15,700	+57,775	+17,250
Na^{+}	0,250	0,025	— 0,225	9,750	2,300	3,550	— 3,900	— 4,125
K^{+}	0,025	0,025	0,000	16,800	1,100	0,600	—15,100	—15,100
C^{4+}	66,200	6,825	—59,375	1,500	5,800	1,100	+ 5,400	—53,975

100-*см* столбе сечением 100 $см^2$, „вырезанном" вкрест простирания скарнового тела. За основу взят реальный разрез скарновой зоны на северо-восточном фланге месторождения. Расчет привноса—выноса скарнов, образовавшихся по биотитовым роговикам, показывает, что при формировании их происходил привнос кальция, марганца, кремния

и углекислоты при одновременном выносе магния, алюминия, титана, окисного и закисного железа и щелочей. При образовании скарнов за счет замещения известняков происходил привнос всех компонентов, кроме кальция и углекислоты. Причем глинозем, титан и магний, вероятно, заимствовались из биотитовых роговиков в процессе перераспределения компонентов между эндо- и экзоскарнами при биметасоматозе. Интересно поведение выносимых компонентов при образовании скарнов. Если калий, алюминий и титан постоянно выносятся при увеличении интенсивности процесса, то при общем выносе магния, окисного железа и натрия некоторое их количество сохраняется в амфибол-плагиоклазовых метасоматитах.

В зависимости от привноса—выноса компонентов находится и минеральный состав скарновых зон. Образование амфибол-плагиоклазовых пород происходило в условиях привноса кальция, магния и натрия и выноса калия при постоянном содержании других компонентов. Привнос кальция приводил к повышению основности плагиоклаза (от № 25—30 в биотитовых роговиках до № 35—50 в амфибол-плагиоклазовых метасоматитах), а вместе с привносом магния — к появлению амфибола. Пироксен-плагиоклазовые скарны образовались в результате дальнейшего привноса кальция и марганца и интенсивного выноса натрия и магния. Это привело к появлению основных плагиоклазов (до № 70—80) и железистых пироксенов за счет увеличения концентрации железа в растворах по сравнению с магнием. Пироксеновые скарны формировались в условиях привноса в известняки кремния, железа и марганца, а в меньших количествах и других компонентов.

Особенности метасоматической зональности скарновых зон на месторождении зависят как от интенсивности процесса привноса—выноса и дифференциальной подвижности компонентов, так и от состава замещаемых пород.

Грейзенизированные породы и грейзены пользуются на месторождении широким распространением. По условиям залегания, минеральному составу и генетическим особенностям выделяются две группы грейзенов: 1) грейзенизированные породы в контактовой зоне интрузии и 2) околожильные грейзены, сопровождающие кварцевые жилы. Грейзенизированные породы, приуроченные к контактовой зоне интрузии плагиогранитов, развиваются по плагиогранитам, скарнам и биотитовым роговикам, достигая мощности 2—3 *м*. По трещинным зонам они образуют протяженные крутопадающие тела в плагиогранитах и вмещающих их породах. Этот тип грейзенов представлен фациями грейзенизированных плагиогранитов, кварцевых с серицитом метасоматитов, реже кварцево-мусковитовых и кварцево-биотитовых грейзенов. Грейзенизированные плагиограниты в отличие от неизмененных пород (кварц, плагиоклаз № 40—45, биотит) имеют гетеробластовую, участками роговиковую структуру и состоят из альбита, мусковита, хлорита, кальцита, серицита и кварца. В породе сохраняется первичный кварц, плагиоклаз замещается альбитом, мусковитом и кальцитом, а биотит—хлоритом и мусковитом с одновременным выделением рутила. Иногда отмечаются редкие зерна арсенопирита, пирротина и халькопирита. В процессе грейзенизации плагиогранитов происходит в основном привнос кремнезема, глинозема, кальция и вынос натрия при незначительных колебаниях других компонентов.

Кварцевые с серицитом метасоматиты имеют гранолепидобластовую структуру и состоят из кварца, альбита № 5 и серицита. Реже встречаются биотит, хлорит, кальцит, арсенопирит и пирротин. Они развиваются по биотитовым роговикам и достигают мощности 2 *м*. Кварцево-мусковитовые грейзены встречаются редко и образуют гнездооб-

разные скопления на контакте грейзенизированных плагиогранитов и кварцево-серицитовых метасоматитов. Они сложены кварцем, альбитом и мусковитом, образующим псевдоморфозы по плагиоклазу и биотиту.

Иногда на контакте грейзенизированных плагиогранитов и пироксен- и амфибол-плагиоклазовых скарнов встречаются кварцево-биотитовые грейзены, сложенные кварцем, биотитом, плагиоклазом и мусковитом.

Околожильные грейзены сопровождают кварцево-шеелитовые жилы и, как правило, не образуют непрерывной призальбандовой оторочки этих жил, а слагают неправильной формы гнезда и линзовидные обособления близ их контактов. Наиболее интенсивно грейзенизация проявилась около кварцево-шеелитовых жил, развитых в экзо- и эндоконтакте интрузии. Грейзенизации подвергались скарны, биотитовые роговики и скарнированные плагиограниты. Грейзены здесь образуют маломощные оторочки жил, гнезда неправильной формы вдоль их контактов или протяженные линзообразные тела в скарновых залежах вне видимой связи с жилами. Довольно часто грейзены образуют гнездообразные тела на контакте плагиогранитов и скарнов в участках их пересечения кварцевыми жилами.

В составе околожильных грейзенов преобладают кварц, мусковит, биотит, альбит, хлорит, апатит и шеелит. В небольших количествах встречаются сульфиды (арсенопирит и реже пирротин и халькопирит), а также реликтовые минералы вмещающих пород и более поздние минералы сульфидной стадии минерализации. По минеральному составу среди околожильных грейзенов выделяются кварцево-мусковитовые, кварцево-альбит-мусковитовые, кварцево-альбит-мусковит-хлоритовые, кварцево-биотитовые и биотитовые фации. В распределении различных фаций устанавливается метасоматическая зональность. Внутренние, примыкающие к кварцевым жилам зоны грейзенов представлены мусковитовыми фациями, внешние — биотитовыми.

Кварцево-мусковитовые грейзены или образуют маломощную оторочку кварцево-шеелитовых жил, или слагают мощные линзообразные тела в пироксен- и амфибол-плагиоклазовых скарнах и на контакте скарнов с плагиогранитами. Они сложены кварцем, мусковитом, апатитом, шеелитом и содержат небольшое количество арсенопирита, халькопирита и пирротина. Наиболее богатые скопления шеелита связаны именно с кварцево-мусковитовыми грейзенами, развитыми в скарнированных роговиках и плагиогранитах.

Кварцево-альбит-мусковитовые и кварцево-альбит-мусковит-хлоритовые грейзены слагают внешнюю оторочку кварцево-мусковитовых грейзенов и отличаются от них наличием хлорита, образующего срастание с мусковитом и, вероятно, развивающегося по первичному биотиту, и альбита, образующего вместе с мусковитом псевдоморфозы по плагиоклазу.

Биотитовые грейзены образуют маломощную внешнюю оторочку возле кварцево-шеелитовых жил среди биотитовых роговиков или слагают внешнюю зону кварцево-мусковитовых грейзенов среди амфибол- и пироксен-плагиоклазовых скарнов. Часто биотитовые грейзены образуют линзообразные тела по скарнированным плагиогранитам, непосредственно на их контакте со скарнами, в участках пересечения кварцевыми жилами. Главные минералы биотитовых грейзенов — биотит, апатит, шеелит и кварц, а также реликтовые минералы замещаемых пород (плагиоклаз, амфибол и др.), более поздние — сульфиды, карбонат и хлорит. Иногда в биотитовых грейзенах увеличивается количество кварца и они переходят в кварцево-биотитовые разности.

Для выяснения химизма образования околожильных грейзенов был

Таблица 4

Химический состав исходных грейзенизированных пород и грейзенов

Компоненты	1		2		3		4		5		6	
	вес. %	*г-атом* 100 $см^3$	вес. %	*г-атом* 100 $см^3$	вес. %	*г-атом* 100 $см^3$	вес. %	*г-атом* 100 $см^3$	вес. %	*г-атом* 100 $см^3$	вес. %	*г-атом* 100 $см^3$
SiO_2	68,86	3,049	63,12	3,240	66,80	2,979	50,38	2,349	52,36	2,462	74,32	3,428
TiO_2	0,05	0,002	2,35	0,090	0,66	0,022	0,94	0,036	1,79	0,064	0,28	0,009
Al_2O_3	15,35	0,801	15,16	0,918	13,99	0,736	10,91	0,600	10,64	0,588	10,77	0,582
Fe_2O_3	0,10	0,003	1,21	0,046	0,48	0,016	3,33	0,116	2,28	0,080	3,07	0,103
FeO	3,25	0,120	2,26	0,097	1,32	0,050	6,09	0,237	6,76	0,265	0,74	0,028
MnO	0,05	0,002	0,07	0,003	0,05	0,002	0,21	0,008	0,21	0,008	0,05	0,001
MgO	1,41	0,093	1,34	0,103	0,97	0,064	8,91	0,649	6,05	0,427	0,45	0,030
CaO	3,35	0,159	5,83	0,322	5,46	0,261	8,06	0,403	6,83	0,344	4,09	0,201
Na_2O	4,09	0,350	2,55	0,302	8,03	0,696	1,05	0,094	1,37	0,148	1,62	0,144
K_2O	1,70	0,096	1,44	0,094	1,68	0,096	1,82	0,108	0,67	0,040	1,74	0,101
H_2O^+	1,33	0,394	4,17	1,436	7,05	2,098	3,85	1,190	6,46	2,024	3,40	1,036
H_2O^-	0,12	—	0,24	—	0,30	—	0,26	—	0,27	—	0,27	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	3,06	0,121	2,93	0,116	—	—
As	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
$S_{общ}$	—	—	—	—	—	—	0,84	0,073	0,74	0,065	—	—
WO_3	—	—	—	—	—	—	0,14	0,002	0,58	0,007	—	—
F	0,03	0,004	—	—	—	—	0,11	0,016	0,12	0,018	—	—
Сумма	99,69		99,50		100,49				99,22		100,55	
Объемн. вес, *г/см*^{3}	2,65		3,08		2,70		2,80		2,80		2,79	

Примечание. Анализы выполнены в ДВГИ СО АН СССР, аналитик С. П. Баталова. 1 — плагиогранит (обр. с-155); 2 — грейзенизированный плагиогранит (обр. с 172/24); 3 — альбитизированный и грейзенизированный плагиогранит (обр. с 189-В);4,5 — биотитовый грейзен (обр. с 190-б, с 189-б); 6 — кварцево-мусковитовый грейзен (обр. с 189, с 18).

изучен баланс вещества при формировании различных фаций грейзенов. Как видно из данных табл. 4, образование кварцево-мусковитовых и биотитовых грейзенов по скарнированным, грейзенизированным плагиогранитам происходило в условиях общего привноса кремния и выноса оснований — кальция, магния и железа, которые в основном фиксируются в биотите внешних зон метасоматической колонки. Таким образом, образование околожильных метасоматитов представляет собой типичный грейзеновый процесс кислотного выщелачивания с выносом оснований, проявленный в условиях скарновых залежей.

Скарны и грейзеновые образования месторождения Восток-2 являются проявлением единого длительно развивающегося процесса формирования месторождения под действием закономерно эволюционирующих гидротермальных растворов. Скарны начали формироваться, по-видимому, из высокотемпературных растворов, на это указывает температура декрепитации пироксена, равная 500—520° С.

Процесс скарнообразования на месторождении имел преимущественно инфильтрационный характер. Это подтверждается асимметричным строением скарновых залежей, жилообразной формой скарнов и их преимущественным развитием среди биотитовых роговиков, постоянством состава минералов в пределах отдельных скарновых зон, а также выносом наиболее инертных компонентов — алюминия и титана — при формировании скарновых тел (табл. 3).

Характерной особенностью скарнов месторождения является широкое развитие в них амфибола. Вероятно, основное формирование скарновых зон происходило в относительно низкотемпературных условиях,

что сближает их с низкотемпературными скарнами полиметаллических месторождений (Жариков, 1959). Широко распространенный парагенезис пироксена и плагиоклаза позволяет генетически относить их к фации нормальной щелочности, а закономерная ассоциация гроссуляра с геденбергитом указывает на условия повышенной кислотности скарнообразующих растворов (Жариков, 1968).

Образование грейзенов и грейзенизированных пород происходило под действием более низкотемпературных растворов. При этом, если грейзенизированные породы и кварцево-серицитовые метасоматиты образовались из относительно высокотемпературных (около 450° С) слабокислых гидротермальных растворов, то кварцево-шеелитовые жилы с грейзеновыми оторочками, вероятно, формировались из нейтральных или слабощелочных растворов в условиях более низких температур. Температура гомогенизации газово-жидких включений в кварце из этих жил — 350—420° С. На близнейтральную и слабощелочную среду минералообразования указывает широкое развитие в составе околожильных грейзенов альбита и шеелита (Брызгалин, 1958), а также закономерный парагенезис мусковит—хлорит, развивающийся по биотиту (Говоров, 1967).

Отмеченные особенности скарновых и грейзеновых образований широко проявились на многих скарново-шеелитовых месторождениях. Близкая зональность скарнов и сходный процесс их образования были установлены на месторождении Тырныауз (Нестеренко, 1960). Инфильтрационная природа скарновых залежей доказана для месторождения Ингичке (Миловский, 1963; Власова, 1968) и Майхура (Жариков, Власова, 1961). Околожильная грейзенизация описана Н. А. Блохиной (1964) для Майхуринского месторождения. Все эти особенности отражают общие закономерности, присущие месторождениям скарново-шеелитовой формации. И. Н. Говоров (1966) связывает образование этих месторождений с эвтектоидным типом кристаллизации гранитоидов повышенной основности, в ассоциации с которыми собственно грейзеновые образования стадии кислотного выщелачивания развиты слабо, а околожильные грейзены образуются в условиях привноса и перераспределения щелочей.

ЛИТЕРАТУРА

Блохина Н. А. 1964. Грейзеновые образования Майхуринского месторождения. Тр. Ин-та геологии АН Тадж. ССР, т. VII.

Брызгалин О. В. 1958. О генезисе шеелита в месторождениях скарнового типа. «Геохимия», № 3.

Власова Д. К. 1968. Скарны Ингичке. В сб.: «Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии». М., изд. «Наука».

Говоров И. Н. 1967. Контактовый метаморфизм гранитоидных интрузий и его термодинамика. «Геология и геофизика», № 10.

Жариков В. А. 1959. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 14.

Жариков В. А. 1968. Скарновые месторождения. В кн.: «Генезис эндогенных рудных месторождений». М., изд. «Недра».

Жариков В. А., Д. К. Власова. 1961. Контактовые роговики и скарны месторождения Майруха. В кн.: «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд», т. 1. М., Изд. АН СССР.

Миловский А. В. 1963. Генезис скарнов Ингичке. В сб.: «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд», т. 2. М., изд. АН СССР.

Нестеренко Г. В. 1960. Некоторые особенности процесса скарнообразования месторождения Тырны-Ауз. «Геохимия», № 4.

Степанов Г. Н. 1968. Гипогенная зональность оруденения на одном из вольфрамовых месторождений. В сб.: «Вопросы геологии и океанологии советского сектора Тихоокеанского подвижного пояса». Владивосток.

ПРОБЛЕМЫ КОМПЛЕКСНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ СКАРНОВО-ШЕЕЛИТОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА, ВОЗНИКШИХ В СВЯЗИ С РАЗЛИЧНЫМИ ФОРМАЦИЯМИ ГРАНИТОИДНЫХ ИНТРУЗИЙ

М. С. Кучукова

Институт геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева АН Уз.ССР

Западный Узбекистан занимает западную часть Южной структурно-фациальной зоны Тянь-Шаня (Абдуллаев, 1947, и др.). Это четко выраженная редкометальная металлогеническая провинция, включающая горные сооружения Центральных и Южных Кызылкумов, Нуратинских, Зирабулак-Зиаэтдинских, Каратюбинских и Чакылкалянских гор. Вольфрамовые и сопутствующие им другие редкометальные образования в основном сосредоточены в последних четырех рудоносных районах.

Горные сооружения Западного Узбекистана сложены породами палеозоя, представленными метаморфизованными осадочными отложениями кембрия, ордовика, силура, девона, карбона, реже перми и различными магматическими проявлениями. Осадочные породы палеозоя, деформированные в складки, прорваны палеозойскими магматическими интрузиями. Среди последних наиболее широким распространением пользуются гранитоиды верхнекарбон-нижнепермского возраста. Формирование этих гранитоидов произошло в течение 4 последовательных фаз, каждая из которых соответствует определенной формации магматических пород. К первой фазе относятся габбро, габбро-диориты, кварцевые диориты; жильные производные — габбро-диориты, микродиориты, диорит-порфиры, лампрофиры (C_3—$P_1\gamma_1$). Они имеют незначительное распространение. В течение второй фазы образовались порфировидные, биотитовые, биотит-роговообманковые гранодиориты, кварцевые диориты, адамеллиты, граниты; жильные — гранодиорит-аплиты, плагиоклазовые порфириты, микрогранодиориты, пегматиты (C_3—$P_1\gamma_2$). Ими сложены более 50% интрузий изучаемого района. К третьей фазе относятся порфировидные биотитовые, равномернозернистые биотитовые, двуслюдяные, мусковитовые граниты, адамеллиты; жильные — микрограниты, гранито-аплиты, аплиты и пегматиты (C_3—$P_1\gamma_3$). Среди пород гранитоидного комплекса по распространению они занимают второе, а местами первое (Каратюбе, Нуратау) места. В течение четвертой заключительной фазы произошло внедрение аляскитов, лейкократовых аплитовидных и пегматоидных гранитов; жильные производные — аплиты, пегматиты (C_3—$P_1\gamma_4$). Все перечисленные образования по геологическим данным и определению абсолютного возраста относятся к верхнему карбону — нижней перми (Хамрабаев, 1958; Кучукова, 1966, и др.).

Металлогенический облик Западного Узбекистана обусловлен широким распространением пегматитовых, скарново-шеелитовых и других

гидротермальных (золото, олово, реже медь, полиметаллы) формаций, которые нередко пространственно связаны со скарново-шеелитовым оруденением и концентрируются в благоприятных структурно-литологических условиях вокруг гранитоидных интрузий. На территории Западного Узбекистана известно шесть месторождений и более 100 рудопроявлений, преимущественно скарново-шеелитового типа, которые размещены в пределах известных рудных поясов, образуя рудные районы, площади и поля (Абдуллаев, 1947, 1949 и др.; Хамрабаев, 1958, и др.).

Все известные скарново-шеелитовые месторождения и рудопроявления Западного Узбекистана большинством исследователей (Х. М. Абдуллаев, К. Л. Бабаев, Х. Н. Баймухамедов, Т. М. Мацокина-Воронич, И. Х. Хамрабаев и др.) генетически связываются с гранитоидами повышенной основности верхнекарбон-нижнепермского возраста. Некоторые авторы (Денисов, Крылов, Н. В. Лиценмайер, Н. В. Нечелюстов, А. В. Пуркин, Н. Д. Ушаков и др.) отмечают, что оруденение завершает верхнепалеозойскую магматическую деятельность. И. М. Евфименко, В. М. Петров большинство скарново-шеелитовых проявлений Зирабулак-Зиаэтдина, а Б. М. Бирюков — Каратюбе связывают с лейкократовыми гранитами.

На основании большого личного материала автора и обобщения существующих литературных данных нам удалось систематизировать имеющиеся материалы по вольфрамовым, вольфрамосодержащим и сопутствующим им редкоземельным месторождениям Западного Узбекистана. Среди месторождений наиболее широко развит скарново-гидротермальный тип, представленный тремя разновозрастными группами (семействами по Малахову, 1966) с различным парагенезисом скарнов и руд, пространственно и генетически связанных с определенными формациями гранитоидных интрузий. Эти семейства следующие: 1) пироксен-гранат-шеелитовые скарны; 2) везувиан-гранат-шеелитовые скарны и 3) пироксен-амфибол-шеелит-оловоносные скарны. Особенности размещения и формирования их предопределяются временем и тектонической обстановкой формирования отдельных гранитоидных формаций, петрохимическим составом последних. Образованию каждого семейства предшествовали тектонические подвижки, внедрение интрузий, зоны дробления и т. д.

Остановимся на рассмотрении особенностей выделенных групп (семейств). Семейство пироксен-гранат-шеелитовых скарнов генетически связано с гранодиоритовой формацией (γ_2). Для месторождений и рудопроявлений этого семейства и родственных рудных формаций характерны следующие особенности.

1. Пространственная приуроченность к эндо- и реже экзоконтактам интрузивов порфировидных биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов и гранодиоритов II фазы с карбонатными породами силура, реже девона и карбона, а также к апофизам этих интрузий и сателлитам на различных вертикальных уровнях (1,5—3,5 *км*, реже более).

2. В рудоносных интрузивах наибольшим распространением пользуются акцессорные минералы — сфен, ортит, апатит, ильменит, реже циркон, монацит, рутил, шеелит и др. Эти же акцессории встречаются в околоскарновых породах и эндоскарнах.

3. Постоянными примесями гранодиоритов и гранитов (γ_2) являются: Nb, Au, Mo, W, Cu, Mn, Ti, V, Cr, Ni, Co. Содержание их несколько выше кларков земной коры. Среднее содержание в зеравшанских гранодиоритах II фазы вольфрама — 0,002%, в метасоматически измененных их разновидностях — в 4 раза выше (0,008%), молибдена — 0,00335%. В Северо-Нуратинских массивах (по Кошмурадову) содер-

жание вольфрама и молибдена одинаково — 0,0002%. Для скарнов и руд характерно повышенное содержание тех же элементов-примесей, что и для гранодиоритов.

4. Пироксен-гранат-шеелитовые скарны образуют обычно приконтактовые залежи, реже межпластовые и секущие тела, которые нередко секутся жилами и дайками более молодых интрузий. Для них характерно многоэтапное и многостадийное развитие (рисунок). Среди скарновых минералов широко развиты пироксен (геденбергит, реже салит и др.), в меньшей мере гранат, волластонит, роговая обманка, везувиан, форстерит. Из рудных минералов шеелиту сопутствуют молибденит, золото, пирротин, пирит, халькопирит, арсенопирит, редко галенит, сфалерит, висмутин и др. Скарны и руды обычно интенсивно перекристаллизованы и метаморфизованы.

5. В зависимости от фациальности интрузивных массивов (глубины становления, эрозионного среза и т. д.) наблюдается вертикальная зональность месторождений и рудопроявлений семейства пироксен-гранат-шеелитовых скарнов, что проявлено в размещении следующих трех скарново-шеелитовых формаций:

а) пироксен-шеелитовая (Ингичке, Шаршар, Бештал, часть Восточного участка месторождений Койташ и др.), характеризующаяся связью с наиболее интенсивно размытыми интрузивами, преобладанием в составе скарнов пироксена, широким развитием уралита и альбита, незначительным — молибденита и других сульфидов, золота;

б) гранат-пироксен-амфибол-молибден-шеелитовая формация (Тым, Койташ, Лянгар, Восточный Яхтон и др.), связанная с менее эродированными интрузивами. Для этой формации характерно широкое развитие граната, увеличение содержания молибдена и других сульфидов, золота, интенсивное развитие процесса стильпномеланизации;

в) гранат-пироксен-кварц-сульфидно-шеелитовая формация с медью, золотом, мышьяком и др. (Чаштепе, Чуюн, Яхтон, участки Водораздельный и Западный месторождения Лянгар, Угат, Рабинджан и др.), приуроченная к относительно слабо эродированным участкам массивов, апикальным выступам или сателлитам. К особенностям описываемой формации относится широкое развитие кварца, пирротина, умеренное — молибденита, халькопирита, пирита, арсенопирита, лёллингита, реже встречаются галенит, сфалерит, висмутин, золото и др.

Семейство везувиан-гранат-шеелитовых скарнов генетически связано с формацией биотитовых гранитов (γ_3). Для этого семейства и родственных формаций характерно следующее.

1. Скарново-рудные тела пространственно тяготеют к зонам контактового воздействия слабо контаминированных гранитных интрузий III фазы. Для гранитов, их породообразующих и акцессорных минералов характерно повышенное содержание Sn, Be, Pb, Zn, Bi, Sb, Ag и др. Эти же элементы образуют повышенные концентрации в скарнах и их минералах. Среднее содержание вольфрама в гранитах Зеравшана в 2,5 (0,0008%), а молибдена почти в 10 (0,0001%) раз ниже, чем в гранодиоритах, а в гранитах Северного Нуратау несколько выше (вольфрама 0,0003%, а молибдена 0,00038%, по Кошмурадову).

2. Широко распространенными акцессорными минералами гранитов III фазы являются циркон, апатит, монацит, рутил, реже сфен, ортит, шеелит, касситерит, галенит, сфалерит, халькопирит. Те же акцессории характерны для околоскарновых пород и эндоскарнов.

3. Шеелитоносные скарны размещены преимущественно в экзоконтакте, образуют межпластовые, межформационные и секущие тела, реже линзообразные и неправильные контактовые залежи. Скарновые минералы представлены везувианом, гранатом (гроссуляр), реже са-

Пироксен-гранат-шеелитовое
Скарново-шеелитовые семейства
Минералы
вмещающих пород, проявление магматической стадии метасоматоза
I скарново-гидротермальный этап
Скарновая стадия
Гидротермальная стадия
волластонит-пироксен-гранат-шеелитовая
эпидот-амфиболовая
альбит-уралит-шеелитовая
кварц-пирротиновая
кварц-шеелит-молибденитовая
кварц-арсенопирит-пиритовая
хлорит-стильпномелан-жельниковит-халькопиритовая
и перекристаллизация скарнов и руд, проявление магматической стадии метасоматоза
II скарново-гидротермальный этап
Скарновая стадия
Гидротермальная стадия
пироксеновая
гранат-везувиановая
амфиболовая
скарнов и руд
флогопит-пренит-цоизит-шеелитовая
кварц-мусковитовая
кварц-сульфидная
карбонат-палиметаллическая
ное дробление, метаморфизм, перекристаллизация скарнов и руд и т.д.
III скарново-гидротермальный этап
Скарновая стадия
Гидротермальная стадия
пироксеновая
амфиболовая
полевошпат-флюоритовая
кварц-турмалиновая
карбонат-сульфидная
кварц-карбонат-хлорит-цеолитовая (послеруд.)
Форстерит
Хондродит
Шпинель
Плагиоклаз
Волластонит
Пироксен
Гранат
Шеелит
Амфибол
Эпидот
Везувиан
Кальцит
Флогопит
Сфен
Апатит
Магнетит
Уралит
Альбит
Калишпат
Кварц
Пирротин
Пирит
Арсенопирит
Молибденит
Золото
Стильпномелан
Халькопирит
Мельниковит
Мусковит
Серпентин
Жильбертит
Касситерит
Аннерит
Хлорит
Флюорит
Турмалин
Марказит
Сфалерит
Галенит
Висмутин
Самородн. висмут
Серебро
Блеклая руда
Теллуриды Au, Pb, Bi
Цеолит
Форстерит
Хондродит
Плагиоклаз
Пироксен (диопсид)
Волластонит
Гранат
Везувиан
Шеелит
Флогопит
Кальцит
Условия образования скарново-рудных тел
Примеры месторождений и рудопроявлений
Скарновые, главным образом контактовые, реже межпластовые, секущие с вкрапленностью и гнездами шеелита (диффузионно-биметасоматические, инфильтрационные)
Ингичка, Лянгар, Чаштепе, Койташ, Яхтон, Тым, Чуюн и др.
Межформационные, реже контактовые, секущие (диффузионно-биметасоматичес-
Каратюбе, Джам, Лянгар, Хасантепе, Тиллягульсай и др.

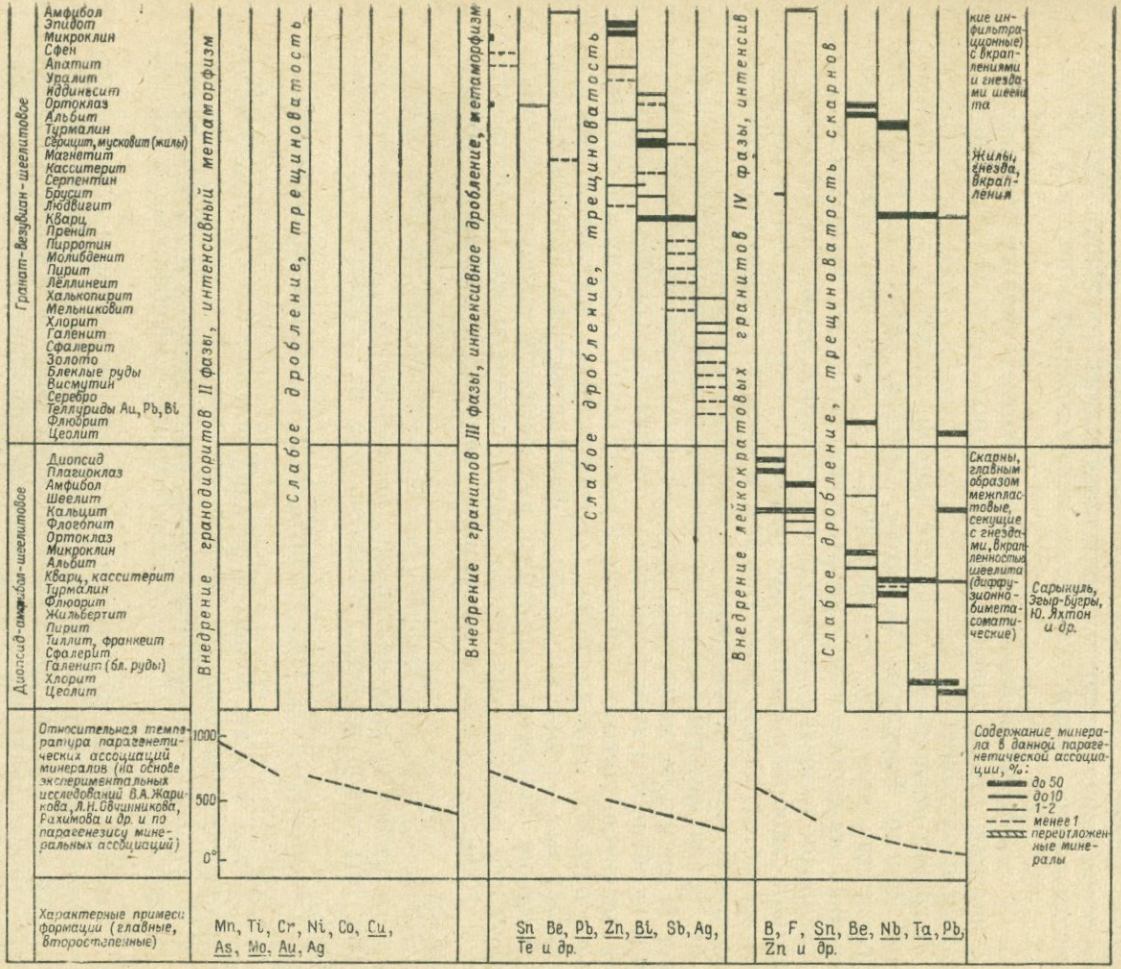


Схема последовательности скарново-шеелитовых формаций Западного Узбекистана.

Составила М. С. Кучукова с учетом данных Х. М. Абдуллаева, Х. Н. Баймухамедова, М. И. Исмаилова, Т. М. Мадокиной-Воронич, И. Х. Хамрабаева и др.

литом, диопсидом, форстеритом, хондродитом и др. Широко развиты процессы изменения — цоизитизация, серицитизация, мусковитизация, пренитизация, флогопитизация, реже ортоклазизация, уралитизация, хлоритизация и др. Среди рудных минералов слабым развитием пользуются сульфиды железа (редкая вкрапленность пирротина, пирита, мельниковит-пирита и др.). Руды относительно слабо метаморфизованы.

4. Присутствуют полиметаллическая (галенит, сфалерит, халькопирит, блеклые руды), висмутовая (висмутин), золотая (теллуриды) и другие минерализации. Формирование скарнов и руд происходило в два этапа и ряд стадий минералообразования (рисунок). Скарново-шеелитовые тела второго семейства секутся жилами аплитов, пегматитов.

5. В семействе везувиан-гранат-шеелитовых скарнов выделяются две формации, также отражающие его вертикальную зональность. Эти формации следующие:

а) гранат-везувиан-шеелитовая с оловом, цинком и др. (Каратюбе, Джам, Лянгар, Тюрякуль, Хасантепе, Саятсай, Зирабулак и др.). Ее особенностями являются: приуроченность к интрузивам, относительно интенсивно эродированным; преобладание в скарнах везувиана и граната, широкое развитие процессов цоизитизации, серицитизации, мусковитизации, карбонатизации и др.; наряду с шеелитом локальное развитие имеет сфалерит, реже галенит; в гранате повышенная примесь олова, в везувиане — бериллия;

б) гранат-везувиан-форстерит-полиметаллическо-шеелитовая формация (с висмутом, мышьяком, сурьмой и теллуридами золота, свинца и др.). Особенности этой формации — относительно слабая эродированность массивов; широкое развитие в известковых скарнах и околоскарновых породах пренитизации, серицитизации, мусковитизации, в магнезиальных — серпентинизации, флогопитизации, брусситизации; преобладание галенита и сфалерита над шеелитом; наличие висмутина, самородного висмута, теллуридов золота, свинца и др.; элементы-примеси в скарнах — олово; в сфалерите — кадмий; в галените — серебро и висмут.

Семейство пироксен-амфибол-шеелит-оловоносных скарнов, генетически связанных с лейкократовыми, пегматоидными, аплитовыми гранитами (γ_4) слабо изучено. Выделено оно на основании следующих фактов.

1. Скарново-рудные тела развиты вблизи выходов лейкократовых и других гранитов (γ_4).

2. Скарны и руды ранних формаций повсеместно секутся жилами диопсид-амфиболового и амфиболового составов.

3. В эндоконтакте лейкократовых, аплитовидных и других гранитов развиты оторочки диопсид-амфиболовых, амфиболовых и других скарнов.

4. Особенностями рудопроявлений семейства пироксен-амфибол-шеелит-оловоносных скарнов являются широкое развитие диопсида, амфибола, полевых шпатов; процессы изменения скарнов и околоскарновых пород — микроклинизация, окварцевание, турмалинизация, флюоритизация, жильбертитизация; слабое развитие сульфидов железа, мышьяка, меди; повышенное содержание минералов олова, свинца.

Минералогия и геохимия рудопроявлений этого семейства еще недостаточно изучены, но предварительные данные дают возможность как для лейкократовых и других гранитов, так и для скарнов отметить такие характерные элементы, как B, F, Sn, Nb, Ta, Pb, реже Zn и др.

5. Формирование рудопроявлений семейства пироксен-амфибол-шеелит-оловоносных скарнов происходило в ряд стадий одного этапа

(рисунок). В зависимости от фациальности и других факторов в этом семействе предварительно выделяются две формации: а) диопсид-амфибол-шеелитовая (Сарыкуль, Каратюбе I и II промежуточные, VII—XI участки, Саятсай, Хасантепе, Терсаксай и др.), связанная с относительно эродированными массивами; в составе скарнов — диопсид, амфибол; изменения — серицитизация, жильбертитизация, флюоритизация, турмалинизация, окварцевание, карбонатизация; сульфиды железа, меди почти полностью отсутствуют; б) формация амфибол-шеелит-олово-полиметаллическая (Кызкурган, Кальтасай и др.), приуроченная к относительно слабо эродированным массивам: в составе скарнов преобладает амфибол; слабо развита вольфрамовая (шеелит) и широко полиметаллическая и оловянная минерализации (галенит, тетраэдрит, станнин, франкеит, тиллит и др.).

Таким образом, для верхнекарбон-нижнепермского гранитоидного комплекса характерен бериллий-олово-золото-молибден-вольфрамовый рудный комплекс с тремя разновозрастными семействами скарнов, минерализованными пегматитами, грейзенами и другими гидротермалитами. При этом семейство медно-золото-молибден-вольфрамовых скарнов, минерализованных пегматитов и грейзенов генетически связано с гранитами и гранодиоритами γ_3 и вольфрамово-борово-олово-бериллиево-тантало-ниобиевых — с лейкократовыми пегматоидными и другими гранитами γ_4.

Для каждого рудного семейства и рудной формации характерны свои этапы и стадии развития, парагенетические и минеральные ассоциации, типы руд, их структуры и текстуры, свои ведущие сульфиды, элементы-примеси и т. д. (рисунок).

Проявление вольфрамовой минерализации происходило во всех разновозрастных семействах и формациях, но наиболее интересные промышленные концентрации ее отмечаются в месторождениях и рудопроявлениях первого семейства и родственных ему формациях, генетически связанных с гранодиоритами и гранитами II фазы, в связи с тем, что их формирование происходило в несколько этапов и стадий.

Образование разновозрастных семейств шеелитоносных скарнов и родственных им образований, по нашему мнению, обусловлено многоэтапностью и многостадийностью их развития. Можно думать, что состав постмагматических растворов и их температура менялись во времени в соответствии с общей эволюцией магматического расплава. В магматическом расплаве при этом увеличивалось содержание кремнезема, калия. Кислотно-щелочные свойства постмагматических растворов зависят, по-видимому, и от временного фактора, и от состава рудовмещающих пород. Источниками рудных компонентов были и магматический очаг, и рудовмещающие осадочнно-метаморфические и магматические породы.

Минерализаторами на ранних этапах рудообразования были фосфор, хлор, бор, на поздних — преимущественно бор, фтор.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Х. М. 1947. Геология шеелитоносных скарнов Средней Азии. Ташкент, Изд. АН Уз.ССР.

Абдуллаев Х. М., Е. Л. Абрамович, М. С. Кучукова. 1949. Строение скарновых зон Ингичкинского поля. Тр. ИГ АН Уз.ССР, вып. 6.

Бабаев К. Л. 1952. Некоторые генетические особенности скарнов Койташа (Зап. Узбекистана). Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 1.

Баймухамедов Х. Н. 1960. Магматизм Зирабулак-Зиаэтдинских гор в связи с рудоносностью. В сб.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Госгеолтехиздат.

Кучукова М. С. 1952. Закономерности размещения минералов в зонах скарнов Каратюбе (Зап. Узбекистан). Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 1.
Кучукова М. С. 1966. О магматических комплексах гор Чакылкалян и их рудоносности. Узб. геол. журн., № 1.
Кучукова М. С., М. И. Исмаилова, У. Рахмедов. 1966. Эндогенные формации вольфрама. В кн.: «Эндогенные рудные формации Узбекистана», т. 1. Ташкент, изд. ФАН Уз.ССР.
Лиценмайер Н. В. 1966. К минералогии Зирабулакского скарнового поля. В сб.: «Вопросы минералогии, геохимии и технологии минерального сырья». Ташкент, изд. ФАН Уз.ССР.
Малахов А. А. 1966. Эндогенные рудные формации Узбекистана, т. 1. Ташкент, изд. ФАН Уз.ССР.
Мацокина-Воронич Т. М. 1953. О некоторых закономерностях строения скарновых зон Средней Азии. ДАН Уз.ССР, № 2.
Нечелюстов Н. В. 1947. Месторождения шеелита в Средней Азии. «Сов. геология», № 14—15.
Ушаков Н. Д. 1966. Особенности скарноворудных тел на месторождении Ингичке, некоторые закономерности размещения эндогенного оруденения Узбекистана. Ташкент, изд. ФАН Уз.ССР.
Хамрабаев И. Х. 1958. Магматические и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент, изд. АН Уз.ССР.

О ВИСМУТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГРЕЙЗЕНОВОЙ И СКАРНОВОЙ ФОРМАЦИЙ

Г. Н. Нечелюстов

Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов АН СССР

Изучение висмутовой минерализации проводилось автором на грейзеновых вольфрамитовых месторождениях Центрального Казахстана (Караоба, Акмая, Нура-Талды и др.) и на скарново-шеелитовых месторождениях Средней Азии (Койташ, Угат, Майхура и др.) и Приморья (Восток-2).

Общая геологическая характеристика, минералогия, вопросы генезиса грейзеновых вольфрамитовых месторождений Центрального Казахстана широко освещены в работах Г. Н. Щербы (1960), Ф. В. Чухрова и др. (1960), и др. Необходимо также отметить минералогические исследования Л. П. Ермиловой (1964) на Караобинском месторождении, которой были описаны основные висмутовые минералы — висмутин и самородный висмут и впервые для данного месторождения установлен козалит, а в зоне гипергенеза — бисмоклит и русселит.

На основании указанных исследований и собственных наблюдений в рудном процессе грейзеновых вольфрамитовых месторождений Центрального Казахстана можно наметить три основные стадии минерализации, проявившиеся с различной интенсивностью на изученных месторождениях рассматриваемого типа, а именно молибденитовую, сульфидно-вольфрамитовую и полисульфидную.

Минерализация молибденитовой стадии по своему составу сравнительно простая и представлена кварцем, полевым шпатом, молибденитом и небольшим количеством пирита. Висмутовые минералы в рудах этой стадии присутсвуют только в виде микровключений самородного висмута и висмутина, находящихся в тесной ассоциации с халькопиритом, корродирующим молибденит, и не встречающихся вне более позднего сульфидного парагенезиса. Скорее всего они связаны с последующей стадией рудообразования.

Минерализация сульфидно-вольфрамитовой стадии характеризуется несколькими парагенезисами, многокомпонентностью и большим

разнообразием висмутовых минералов, распространенность которых убывает в следующем ряду: висмутин, козалит, галенобисмутит, самородный висмут, бончевит, минерал из группы рецбаниита, айкинит и теллуриды висмута. В эту стадию отложилось основное количество висмута, отвечающее двум главным парагенезисам: 1) кварц, мусковит, вольфрамит, касситерит, висмутин, самородный висмут, теллуриды висмута; 2) кварц, жильбертит, пирит, халькопирит, флюорит, бончевит, галенобисмутит, козалит, минерал из группы рецбаниита, айкинит.

Комплекс минералов первого парагенезиса отмечается в призальбандовых, реже центральных частях кварцевых жил и является наибо-

Таблица 1

Результаты рентгенометрического изучения висмутовых минералов Караобинского месторождения

Галенобисмутит		Козалит		Айкинит		Жозеит В		Галенобисмутит		Козалит		Айкинит		Жозеит В	
I	d_α, Å	I	d_α, Å	I	d_α, Å	I	d_α, Å	I	d_α, Å	I	d_α, Å	I	d_α, Å	I	d_α, Å
1	4,57	1	5,59	4	5,24	4	4,46	2	2,65	1	2,28	4	2,03	4	1,774
1	3,95	2	4,41	2	4,37	2	3,70	4	2,46	1	2,25	4	1,977	2	1,662
5	3,64	1	4,07	4	4,08	1	3,37	2	2,39	4	2,13	2	1,943	3	1,566
3	3,58	3	3,96	10	3,64	10	3,15	2	2,24	2	2,09	3	1,770	1	1,452
10	3,45	1	3,71	8	3,19	2	2,60	1	2,20	5	2,03	2	1,598	1	1,419
8	3,35	1	3,63			1	2,39	1	2,13	1	1,960	1	1,530	3	1,361
3	3,27	10	3,43	7	2,89	5	2,28	3	2,06	1	1,941	1	1,459	1	1,315
1	3,13	4	3,36	1	2,76	6	2,14	2	2,02	3	1,908	2	1,405	1	1,281
4	3,02	1	3,06	1	2,68	1	2,09	4	1,960	1	1,830	1	1,364	1	1,260
1	2,78	6	2,95	3	2,58	2	1,992	1	1,877	1	1,762	2	1,332		
2	2,76	2	2,80	2	2,28	3	1,932	1	1,844	1	1,730				
1	2,72	1	2,64	4	2,16	1	1,809								

лее ранним. Висмутин образует крупные шестоватые агрегаты, расположенные перпендикулярно к зальбандам жил; самородный висмут в виде пластинчатых выделений срастается с висмутином или обрастает его с периферии. Следует подчеркнуть, что макровыделения самородного висмута встречаются только в этом парагенезисе. Теллуриды висмута наблюдаются в виде мелких включений, локализованных внутри кристаллов висмутина и самородного висмута, при этом в последнем они, как правило, крупнее. На Караобинском месторождении нами наблюдались минералы, по оптическим свойствам близкие к тетрадимиту и теллуровисмутиту, в ассоциации с висмутином, а также минерал, по рентгенограмме (табл. 1) и минераграфическому исследованию отвечающий жозеиту В в самородном висмуте (рис. 1).

Комплекс минералов, отвечающий второму парагенезису, в основном приурочен к друзовым полостям (занорышам) кварцевых жил. Козалит в этих занорышах нарастает или непосредственно на грани полупрозрачного кварца, или на грани идиоморфных кристаллов пирита, халькопирита, выстилающих стенки занорышей, и наблюдается в парагенезисе с жильбертитом, флюоритом и галенобисмутитом. Значительно реже козалит встречается в массивном кварце, где нарастает на мелкопластинчатый агрегат бончевита и ассоциирует с вольфрамитом, мусковитом и галенобисмутитом. Галенобисмутит встречается в виде короткошестоватых скоплений, выполняющих угловатые промежутки в жильном кварце, или образует прожилки, состоящие из мелкозернистого агрегата таблитчатых и короткопризматических кристаллов. К этому же парагенезису относится образование сложного суль-

фида Cu, Pb и Bi, отнесенного нами к группе рецбаниита и встреченного в кварцевых жилах в участках, обогащенных сульфидами. В этих жилах описываемый минерал выполняет промежутки между пластинками мусковита, изометричными зернами кварца и другими минералами. Размеры его выделений обычно составляют десятые доли



Рис. 1. Включение жозеита B (*1*) и висмутина (*2*) в самородном висмуте (*3*).
М-ние Караоба, аншлиф, без анализатора, ув. 750, в иммерсии.

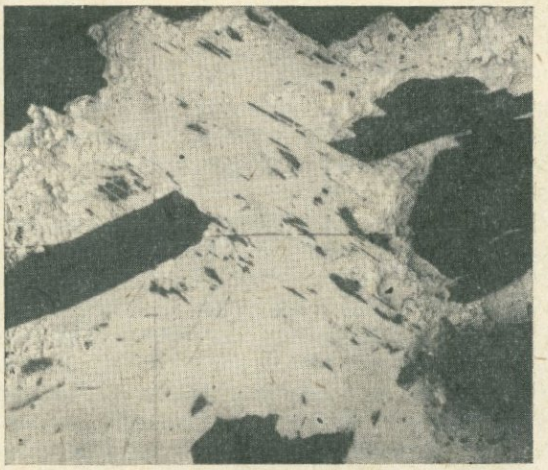


Рис. 2. Выделения мелкозернистого агрегата халькопирита и самородного висмута по периферии минерала из группы рецбаниита.
М-ние Караоба, аншлиф, без анализатора, ув. 200.

миллиметра, реже встречаются более крупные мономинеральные обособления размером до 2—3 *мм*. В периферических участках таких обособлений минерал из группы рецбаниита распадается с образованием мелкозернистого агрегата халькопирита и самородного висмута (рис. 2).

Химический состав описываемого минерала определен на рентгеновском микроанализаторе „Камека" (табл. 2). Как показывает расчет,

формулу минерала можно представить как $Cu_2Pb_2Bi_8S_{15}$. K. Paděra и др. (1955), П. Рамдор (1962) под названием рецбаниты с общей формулой $nBi_2S_3 \cdot mCuPbBiS_3$ рекомендуют объединять ряд минералов: хаммарит, гладит, линдстремит, рецбаниит, — химическая и оптическая индивидуальность которых недостаточно обоснована и которые являются промежуточными членами твердых растворов ряда висмутина и айкинита. Состав исследованного минерала можно представить как $3Bi_2S_3 \cdot 2CuPbBiS_3$, т. е. он отвечает одному из членов изоморфного ряда висмутин — айкинит, располагаясь между линдстремитом и гладитом.

Полисульфидная стадия отличается отсутствием минералов, относящихся к более ранним парагенезисам — молибденита, вольфрамита, касситерита и др. В эту стадию исключительно широкое развитие получили сульфиды железа, меди, свинца и цинка. Минерализация данной стадии характеризуется следующим парагенезисом: кварц, серицит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, галенобисмутит, козалит, лиллианит. Следует отметить, что висмутовые минералы в эту стадию обычно не образуют крупных выделений и в основном наблюдаются в виде микровключений в рудообразующих сульфидах.

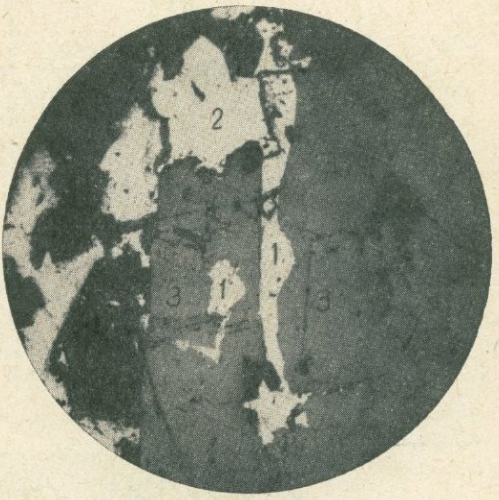


Рис. 3. Висмутин (*1*) в ассоциации с пиритом (*2*) проникает в крупный кристалл вольфрамита (*3*).
М-ние Караоба, аншлиф, без анализатора, ув. 150.

Висмутовая минерализация в рудах месторождений рассматриваемого типа формировалась после отложения вольфрамита, молибденита и пирита, в кристаллы которых висмутовые минералы проникают по трещинкам, местами сменяя по простиранию выполняющий их кварц (рис. 3, 4). Анализ фактического материала, полученного при изучении Караобинского месторождения, показывает, что последовательность выделения висмутовых минералов отражается в известной мере соотношением $PbS : Bi_2S_3$ в их составе. Так, в ранних парагенезисах образуются висмутин и самородный висмут, в более поздних — галенобисмутит и другие сложные сульфиды свинца и висмута, в которых доля PbS возрастает в соответствии с последовательностью их выделения от галенобисмутита к лиллианиту и от минерала из группы рецбаниита к айкиниту.

Скарново-шеелитовые месторождения наиболее широко распространены в Средней Азии. Общая характеристика условий формирования рудной минерализации в этих месторождениях освещена в работах Х. М. Абдуллаева (1947), А. В. Королева и З. А. Королевой (1941), Н. В. Нечелюстова (1947), А. В. Пуркина (1943), В. С. Мясникова (1951) и др.

На основании данных этих исследований в рудном процессе скарново-шеелитовых месторождений можно выделить две главные стадии минерализации: шеелитовую и кварцево-сульфидную.

Минерализация шеелитовой стадии характеризуется следующим минеральным комплексом: кварц, кальцит, шеелит, частично молиб-

Элементы	Висмутин			Галенобисмутит		
	вес. %	атомные кол-ва	отношение атомных кол-в	вес. %	атомные кол-ва	отношение атомных кол-в
Bi	80,98	0,3875	2,00	54,13	0,2590	1,96
Sb	0,323	0,0027		0,30	0,0025	
As	0,05	0,0007		Не анал.	—	—
Pb	Не обн.	—	—	27,25	0,1315	1,00
Ag	0,0073	—	—	0,19	0,0018	
Tl	0,0001	—	—	0,00	—	—
Cu	0,586	0,0092	—	0,05	0,0008	—
Fe	0,155	0,0028	—	0,90	0,0161	—
S	17,78	0,5545	2,84	17,47	0,5448	4,09
Se	0,024	0,0003		0,036	0,0004	
Te	0,0324	0,0003		0,04	—	—
H. o.	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,94			100,33		
Уд. вес	6,77			6,90		
Формула	Bi_2S_3			$PbBi_2S_4$		
Аналитик	К. Г. Исаева			Г. В. Любомилова		

* Химический состав определен на рентгеновском микроанализаторе.



Рис. 4. Замещение пирита (рельефный) галенобисмутитом.
М-ние Караоба, аншлиф, без анализатора, ув. 150.

денит и халькопирит. Висмут в эту стадию, как правило, не накапливается. Хотя висмутовые минералы (главным образом висмутин) в незначительном количестве присутствуют в рудах, относящихся к шеелитовой стадии, однако они имеют явно наложенный характер и связаны с последующей стадией.

Минерализация кварцево-сульфидной стадии характеризуется более сложным минеральным составом. В эту стадию выделилось основное количество сульфидов, образующих на некоторых месторождениях

Таблица 2

ралов Караобинского месторождения

Козалит			Лиллианит *			Минерал из группы рецбанинита *		
вес. %	атомные кол-ва	отношение атомных кол-в	вес. %	атомные кол-ва	отношение атомных кол-в	вес. %	атомные кол-ва	отношение атомных кол-в
41,68	0,1994	2,12	31,5	0,15	1,83	58,0	0,277	7,84
0,685	0,0056		Не обн.	—	—	Не обн.	—	—
Не обн.	—	—	Не анал.	—	—	Не анал.	—	—
38,28	0,1847	2,00	51,3	0,247	3,00	16,8	0,081	2,28
0,680	0,0063		Не анал.	—	—	Не анал.	—	—
0,27	0,0013		» »	—	—	» »	—	—
Не обн.	—	—	Следы	—	—	4,5	0,071	2,00
0,580	0,0103	—	Не обн.	—	—	Не анал.	—	—
16,14	0,5033	5,22	16,0	0,499	6,06	18,0	0,561	15,8
0,027	0,0003		Не анал.	—	—	Не анал.	—	—
0,014	0,0001		» »	—	—	» »	—	—
1,47	—	—	—	—	—	—	—	—
99,83			98,8			98,3		
6,69				—			—	
$Pb_2Bi_2S_5$			$Pb_3Bi_2S_6$			$Pb_2Cu_2Bi_8S_{15}$		
К. Г. Исаева				—			—	

крупные линзовидные тела, залегающие среди скарнов (Угат, Койташ, Восток-2 и др.). Эти линзы сложены пирротином и кварцем с подчиненным количеством молибденита, халькопирита, пирита, шеелита и висмутовых минералов. К этой стадии также относится образование секущих кварцевых жил, несущих сульфидную минерализацию и залегающих как в скарнах, так и в гранитоидах вблизи их контакта со скарнами. Кварцево-сульфидная стадия является наиболее важной для концентрации висмута, поскольку в ней сосредоточено основное его количество и наибольшее разнообразие минеральных видов этого элемента.

В процессе изучения скарново-шеелитовых месторождений нами установлено, что висмут в их рудах присутствует в самородной форме, в виде сульфидов (висмутин, козалит, кобеллит) и теллуридов (жозеит А и хедлейит).

Ниже дается краткая характеристика висмутовых минералов в рассматриваемом типе месторождений в порядке их распространенности. Более детальное описание этих минералов с применением различных методов исследований сделано нами ранее (Нечелюстов, Мымрин, 1968; Нечелюстов, 1969).

Самородный висмут является самым распространенным среди висмутовых минералов в рудах месторождений скарново-шеелитовой формации. Максимальная его концентрация приурочена к сильно окварцованным участкам сульфидных линз, где он образует редкие, но сравнительно крупные выделения размером до 3—5 *мм* в диаметре (месторождения Угат, Восток-2). В самих скарнах самородный висмут встречается значительно реже, и выделения его обычно в тесной ассоциации с висмутином и другими сульфидами выполняют трещинки в пироксене.

Висмутин в количественном отношении заметно уступает самородному висмуту. Основное его количество приурочено к кварцевым жилам: в скарноворудных телах он встречается значительно реже и в отличие от самородного висмута концентрируется не в сульфидных,

а преимущественно в скарновых минералах, где он обычно в ассоциации с кальцитом образует мелкую вкрапленность и небольшие скопления размером до 0,1 *мм*.

Хедлейит установлен нами в рудах месторождений Угат и Восток-2. Изучение оптических, физических свойств, а также результаты рентгенометрического исследования хедлейитов из Угата и Востока-2 показали полную их идентичность. Сходными также оказались минеральные парагенезисы и возрастные взаимоотношения с другими минералами. Хедлейит в рудах этих месторождений имеет сравнительно ограниченное распространение. Основное его количество приурочено к сульфидным линзам, в которых большей частью в ассоциации с самородным висмутом он образует небольшие гнездообразные скопления размером до 1—2 *мм* (рис. 5). В этих линзах хедлейит распределен неравномерно и концентрируется преимущественно в тех участках, где наиболее интенсивно проявилось окварцевание. Помимо самородного висмута, хедлейит встречается также в пирротине, халькопирите, кальците и кварце.

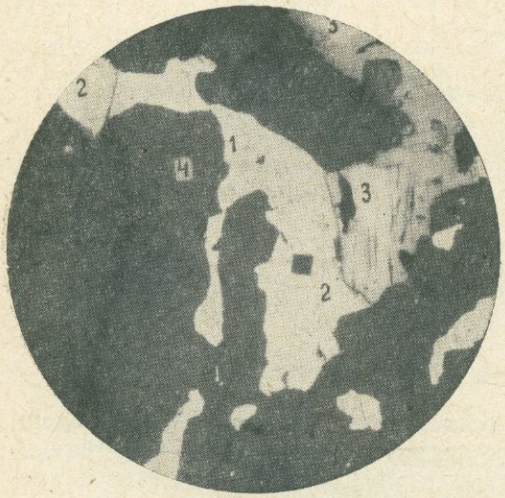


Рис. 5. Сросток хедлейита (*1*) с самородным висмутом (*2*) в ассоциации с халькопиритом (*3*) в кальците (*4*).

На микрофотографии видны отпечатки призмы микротвердометра при одной и той же нагрузке. М-ние Восток-2, аншлиф, без анализатора, ув. 150.

Жозеит А обнаружен в рудах Угатского месторождения. Встречается в кварцевых жилах, в участках, обогащенных сульфидами и мусковитом. Установлен только под микроскопом и диагностирован на основании оптического и рентгенометрического изучения (табл. 3). Жозеит А в этих рудах образует мелкие неправильной формы выделения размером в десятые и сотые доли миллиметра в кварце, реже в ассоциации с другими теллуридами висмута наблюдается в пирротине (рис. 6).

Козалит обнаружен на месторождении Восток-2 в кварц-карбонатных прожилках, секущих пироксеновые скарны. Эти прожилки мощностью до 5—7 *см* сложены крупнозернистым молочно-белым кварцем, интерстиции и трещинки в котором выполнены кальцитом. Выделения козалита приурочены к мелким пустоткам в жильном кварце, где он образует волосовидные кристаллы, достигающие 5 *мм* по длинной оси.

Кобеллит установлен в рудах месторождения Восток-2 в тех же кварц-карбонатных прожилках, что и козалит. В отличие от последнего выделения кобеллита приурочены не к друзовым пустоткам кварцевых жил, а к выделениям кальцита, где он наблюдается в виде прожилковых обособлений или одиночных гнезд размером до 3—5 *мм* в поперечнике.

В заключение можно кратко сформулировать следующие основные положения, вытекающие из сопоставления висмутосодержащих месторождений грейзеновой и скарново-шеелитовой формаций.

1. В вольфрамовых месторождениях висмутовая минерализация проявлена широко и разнообразно, при этом в ранние стадии процесса рудоотложения висмут, как правило, не накапливается. В грей-

Таблица 3

Результаты рентгенометрического изучения висмутовых минералов в скарново-шеелитовых месторождениях

Месторождение Угат								Месторождение Восток-2			
Самородный висмут		Висмутин		Хедлейит		Жозеит А		Козалит		Кобеллит	
I	d_α, Å	*I*	d_α, Å	*I*	d_α, Å	*I*	d_α, Å	*I*	d_α, Å	*I*	d_α, Å
10	3,28	1	5,15	10	3,25	2	3,66	2	4,42	2	3,92
5	2,39	1	4,00	5	2,34	2	3,35	3	3,95	2	3,72
5	2,31	10	3,58	5	2,23	10	3,11	10	3,45	6	3,52
1	2,06	8	3,14	2	2,10	1	2,60	4	3,37	10	3,36
1	1,983	4	2,83	1	1,974	4	2,27	2	3,10	5	3,24
4	1,883	1	2,74	4	1,835	5	2,13	6	2,97	3	3,12
3	1,654	1	2,66	3	1,617	1	2,09	3	2,78	3	2,97
1	1,566	2	2,53	3	1,478	1	1,905	1	2,29	7	2,84
3	1,502	1	2,48	3	1,419	2	1,765	1	2,25	3	2,70
3	1,451	1	2,29	2	1,309	1	1,546	4	2,16	2	2,60
1	1,401	2	2,25	1	1,291	1	1,352	5	2,05	2	2,31
2	1,337	1	2,14	1	1,080			2	1,889	4	2,14
1	1,315	1	1,998					1	1,832	3	2,03
1	1,290	4	1,966					1	1,804	2	1,929
3	1,142	1	1,889					2	1,765	2	1,809
1	1,095	1	1,860					3	1,381	3	2,744
1	1,076	3	1,740								
1	1,028	1	1,565								
		1	1,537								



Рис. 6. Жозеит А (*1*) в ассоциации с пирротином (*2*) по периферии замещается гесситом (*3*).

М-ние Угат, аншлиф, без анализатора, ув. 500.

зеновых месторождениях основное его количество выделялось в сульфидно-вольфрамитовую стадию, в скарново-шеелитовых — в кварцево-сульфидную. Практически весь висмут в них представлен в виде собственных минералов. Выделение висмутовых минералов происходило после отложения кварца, вольфрамита, шеелита, молибденита, пирротина и пирита.

2. Вольфрамовые месторождения грейзеновой формации характеризуются большей концентрацией висмута и большим разнообразием минеральных видов этого элемента. Наибольшее распространение имеют сульфиды висмута (висмутин, козалит, галенобисмутит), реже он встречается в самородной форме и совсем редко в виде теллуридов.

3. Хотя скарново-шеелитовые месторождения по масштабам проявления висмутовой минерализации в целом сопоставимы с месторождениями грейзеновой формации, степень концентрации в них висмута значительно меньше. В отличие от вольфрамовых месторождений грейзеновой формации висмут здесь находится не в виде сульфидов, а в самородной форме и значительно реже встречается в виде сульфидов и теллуридов.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Х. М. 1947. Геология шеелитоносных скарнов Средней Азии. Ташкент, изд. АН Уз.ССР.

Ермилова Л. П. 1964. Минералы молибдено-вольфрамового месторождения Кара-Оба в Центральном Казахстане. М., изд. АН СССР.

Королев А. В., З. А. Королева. 1941. О значении выяснения последовательности образования гипогенных минералов. «Советская геология», № 2.

Мясников В. С. 1951. Минералы скарнов Лянгарского месторождения в Средней Азии. М., изд. АН СССР.

Нечелюстов Г. Н. 1969. О проявлении висмутовой минерализации в скарново-шеелитовом месторождении Угат (Зап. Узбекистан). В сб.: «Геология и геохимия некоторых рудных месторождений». М., изд. «Наука».

Нечелюстов Г. Н., В. А. Мымрин. 1968. О новой находке кобеллита в СССР. ДАН СССР, т. 181, № 5.

Нечелюстов Н. В. 1947. Месторождения шеелита в Средней Азии. «Советская геология», № 14—15.

Пуркин А. В. 1943. Некоторые особенности среднеазиатских скарновых месторождений. Тр. ФАН Уз.ССР, сер. III.

Рамдор П. 1962. Рудные минералы и их срастания. М., Изд. иностр. лит.

Чухров Ф. В., В. И. Сендерова, Л. П. Ермилова. 1960. К минералогии висмута в зоне окисления. В сб.: «Кора выветривания», вып. 3. М., изд. АН СССР.

Щерба Г. Н. 1960. Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, изд. АН Каз.ССР.

Paděra K., V. L. Bouška, J. Pelikan. 1955. Rezbanyit aus Dabsina in der Ostslowakei, ČSSR. Chemie der Erde, Bd. 17.

ОБ УСЛОВИЯХ КОНЦЕНТРАЦИИ ВИСМУТА В СКАРНОВО-ШЕЕЛИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Н. Н. Попова

Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов АН СССР

В Средней Азии изучение висмута проводилось автором на некоторых месторождениях Нуратинских гор (Койташ, Угат), Зирабулакских гор (Ингичке) и Зеравшано-Гиссарской горной области (Майхура, Як-Арча). Все эти месторождения залегают в породах палеозоя, представленных известняками, роговиками и сланцами и прорванных варисскими гранитоидами.

При сопоставлении рудных полей отдельных месторождений и

различных участков в пределах одного месторождения выявляется различная степень висмутоносности скарново-шеелитовых руд. Висмутовое оруденение локализуется в контурах вольфрамового, хотя максимумы их не совпадают и корреляционной зависимости между содержаниями висмута и вольфрама в рудах не наблюдается. Как правило, контур висмутовых руд более узкий, а изменение степени концентрации (по простиранию и с глубиной) более резкое.

В большинстве случаев на скарново-шеелитовых месторождениях имеются следующие морфогенетические типы рудных тел: главная залежь (обычно по контакту карбонатных и алюмосиликатных пород), сопряженные или разобщенные с ней межпластовые и секущие тела и, наконец, кварцевые жилы, несущие помимо вольфрамовой различную сульфидную минерализацию. Висмут присутствует во всех морфогенетических типах рудных тел, при этом основное количество его заключено в главной залежи, а наибольшие концентрации наблюдаются в кварцевых жилах, секущих скарновую залежь и вмещающие осадочно-метаморфические породы.

В главной залежи висмут приурочен к участкам окварцевания и развития сульфидной минерализации, однако в сплошных пирротиновых линзах, нередко широко развитых на скарново-шеелитовых месторождениях, висмут не дает высоких концентраций, рассеиваясь в массе пирротина, а сосредоточивается в тех участках пирротиновых линз, где проявлены более поздние сульфиды и в первую очередь халькопирит. Бессульфидные участки скарновой залежи, несущие вольфрамовое оруденение, практически лишены висмута. Такие же в основном закономерности в распределении висмута характерны и для других скарноворудных тел — межпластовых и секущих. В кварцевых жилах висмут встречается также в сульфидном парагенезисе, только в большинстве случаев минералы его образуют самостоятельные и более крупные обособления непосредственно в жильном кварце или в грейзеновых оторочках жил и значительно реже внутри рудообразующих сульфидов (пирротине, халькопирите, пирите и др.).

Во всех морфогенетических типах рудных тел содержание висмута с глубиной закономерно уменьшается (примерно на один порядок в интервале 200—250 *м* по вертикали).

Висмут в скарново-шеелитовых месторождениях представлен собственными минеральными фазами. Наибольшее распространение имеет самородный висмут, затем висмутин и теллуриды висмута (хедлейит, жозеит А, теллуровисмутит), при этом, по данным Г. Н. Нечелюстова (1969), к скарноворудным телам приурочены преимущественно теллуриды висмута и самородный висмут, а к кварцевым жилам — теллуриды висмута и висмутин.

Скарново-шеелитовые месторождения Средней Азии имеют много общего по условиям формирования и характеру минеральных парагенезисов, но среди них выделяются отдельные месторождения и даже районы, существенно отличающиеся по этим признакам.

Месторождения рассматриваемого типа образовались в гипабиссальных условиях, что, согласно В. А. Жарикову, вообще характерно для формации известковых скарнов. Близкими по составу являются и вмещающие их породы: карбонатные — почти чисто кальцитовые разности, алюмосиликатные — сланцы и алевролиты, превращенные в различные роговики, интрузивные — большей частью умеренно кислые и средние гранитоиды типа гранодиорита.

В месторождениях с интенсивно проявленной грейзенизацией развиты послескарновые дайки, а в участках всех месторождений с интенсивно проявленной висмутовой минерализацией — многочисленные

тектонические нарушения, окварцевание и сульфидизация скарнов, кварц-сульфидные жилы.

Общей чертой, характерной для скарново-шеелитовых месторождений, является отмечавшийся всеми исследователями парагенезис геденбергитового пироксена с существенно гроссуляровым гранатом. Согласно В. А. Жарикову (1966), подобный парагенезис возможен в условиях повышенной кислотности гидротермальных растворов. В ходе дальнейшего развития процесса нарастание кислотности иногда приводит к грейзенизации скарнов, в результате которой происходит ощелочение растворов и последующее отложение сульфидов. Постоянный парагенезис самородного висмута с пирротином и халькопиритом на всех изучавшихся месторождениях свидетельствует о сходных условиях рудоотложения независимо от степени проявления грейзенизации, однако при достаточно интенсивном развитии последней висмутовая минерализация более дифференцирована и более четко локализована именно в грейзенизированных участках скарновых тел. В этом случае висмутовые минералы тесно ассоциируют кроме халькопирита и пирротина со сфалеритом, станнином, флюоритом и апатитом.

Проявленные закономерности поведения висмута в изучавшихся скарново-шеелитовых месторождениях Средней Азии и Приморья и сопоставление с месторождениями, известными по литературным данным, позволяют наметить ряд особенностей, определяющих концентрацию (или рассеяние) в них висмута.

Прежде всего обращает на себя внимание тот факт, что висмут концентрируется в тех месторождениях, где наиболее отчетливо, а главное обособленно, проявилась минерализация кварц-сульфидной стадии. В Средней Азии таким условиям отвечают шеелитоносные скарны Нуратинских гор (месторождения Угат, Койташ, Лянгар) и особенно Алайского хребта (месторождения Меликсу, Бешарча, Киндык), где наряду с сульфидной минерализацией в скарнах исключительно широко развиты кварц-сульфидные жилы — кварц-висмутин-шеелитовые, кварц-галенит-арсенопиритовые, кварц-молибденитовые, а также интенсивная грейзенизация (Абдуллаев, 1964). Сюда же должны быть отнесены шеелитоносные скарны Зеравшано-Гиссарской горной области, например месторождение Тагобысор, характеризующееся развитием двух типов кварцевых жил в скарнах — арсенопиритовых с висмутином, халькопиритом, пирротином и молибденитовых с шеелитом; месторождение Кухисафит, где, по данным В. М. Цветкова (1936), также проявлено оруденение в скарнах и в кварцевых жилах, и месторождение Майхура с широко проявленной сульфидной минерализацией в грейзенизированных скарнах.

Несколько обособлены висмутоносные скарново-шеелитовые месторождения гор Моголтау и месторождение Кумбель в Центральном Тянь-Шане, в которых помимо шеелита важное значение приобретают медь и золото и в ряде которых вместо пирротина широкое развитие получают магнетит, гематит и пирит. В горах Моголтау шеелитоносные скарны нередко локализуются среди изверженных пород (месторождение Чорух-Дайрон) и секутся кварцевыми и кварц-флюоритовыми жилами (месторождение Ингырчак). На месторождении Меликсу, по данным З. М. Ходжахмедовой, помимо мощных скарново-рудных тел развиты многочисленные жилы кварца, кальцита и скарновые жилы, несущие шеелитовое, золотое, полиметаллическое и гематито-магнетитовое оруденения и залегающие среди известково-кварцитовых песчаников в зоне двух крупных рудоносных разломов.

В то же время в Средней Азии имеются рудные районы, в пределах которых скарново-шеелитовые месторождения характеризуются

весьма слабым проявлением минерализации кварц-сульфидной стадии и практически отсутствием висмута. Сюда относятся шеелитоносные скарны Каратюбинских гор (месторождения Каратюбе, Айназарат, Тюрякуль) и Зирабулакских гор (месторождения Шаршар, Бештал). На месторождении Ингичке, наиболее крупном в Зирабулакских горах, висмутовая минерализация проявлена только в одном рудном теле, приуроченном к сильно нарушенному юго-западному флангу.

Последний пример показателен в отношении роли структурного контроля, обусловившего концентрацию висмута при формировании руд в условиях наибольшей нарушенности и проницаемости пород даже в пределах одного месторождения. В пределах рудного поля подобная закономерность наблюдалась в шеелитоносных скарнах, приуроченных к контакту Койташского интрузива с известняками (месторождения Койташ и Угат), где минерализация кварц-сульфидной стадии и концентрация висмута распространены не повсеместно, а лишь в участках развития зон трещиноватости и разломов.

Таким образом, приведенный краткий обзор скарново-шеелитовых месторождений Средней Азии показал, что благоприятными факторами для концентрации в них висмута являются: широкое распространение минералов железа (пирротина, пирита, арсенопирита, магнетита, гематита), проявление грейзенизации скарнов, нарушенности пород в виде зон трещиноватости, серии разломов, нередко выполняемых кварцевыми жилами, обособленность минерального комплекса, отвечающего кварц-сульфидной стадии.

Аналогичным условиям отвечает и крупнейшее висмутоносное скарново-шеелитовое месторождение Сангдонг (Ю. Корея), в котором, согласно М. Р. Клепперу (Klepper, 1947), наибольшие концентрации висмута приурочены не к самим скарноворудным телам, а к многочисленным кварцевым жилам, несущим вольфрамит (замещающийся шеелитом), молибден и висмутин.

Одним из наиболее важных факторов, определяющих висмутоносность скарново-шеелитовых месторождений, является высокая концентрация в рудоносных растворах железа, причем последнее в процессе минералообразования может фиксироваться не только и не обязательно в виде сульфидов (пирротина, пирита, арсенопирита), но и в виде окислов (магнетита, гематита), после массового отложения которых происходит образование висмутовых минералов. Ассоциация последних с халькопиритом может быть обусловлена более поздним образованием этого минерала по отношению к пирротину и другим минералам железа и геохимическим сродством висмута и меди.

Таким образом, скарново-шеелитовые месторождения в чистом виде без проявления отмеченных выше условий, способствующих накоплению висмута, содержат ничтожное количество его, рассеянное в массе скарновых руд, однако, поскольку в подавляющем большинстве месторождений данного типа такие условия в той или иной мере проявляются, скарново-шеелитовые месторождения в целом представляют практический интерес в качестве источника висмута.

В заключение можно сформулировать следующие факторы, благоприятные для концентрации висмута при формировании скарново-шеелитовых месторождений.

1. Образование внутрирудных даек, разломов, зон интенсивной трещиноватости, выполняемых кварц-сульфидными или кварц-сульфидно-вольфрамитовыми жилами, секущими скарны и выходящими за их пределы.

2. Интенсивное проявление и четкая обособленность минерализации кварц-сульфидной стадии.

3. Широкое развитие минералов железа (сульфидных или окисных).

4. Проявление грейзенизации и хлоритизации, образование минерального комплекса с летучими компонентами.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Х. М. 1964. Геология шеелитовых скарнов Средней Азии. Ташкент, изд. «Наука».

Жариков В. А. 1966. Соответствие составов сосуществующих пироксена и граната известковых скарнов. ДАН СССР, т. 170, № 2.

Нечелюстов Г. Н. 1969. О проявлении висмутовой минерализации в скарново-шеелитовом месторождении Угат (Зап. Узбекистан). В кн.: «Геология и геохимия некоторых рудных месторождений». М., изд. «Наука».

Цветков В. М. 1936. Кухисафитское гипотермальное месторождение. Труды Тадж.-Памирской экспедиции, вып. XIV.

Klepper M. R. 1947. The Sangdong tungsten deposit, Southern Korea. Econ. geol., vol. 42, No 5.

ТИПОМОРФИЗМ МИНЕРАЛОВ ВОЛЬФРАМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ К ИЗУЧЕНИЮ ЗАВИСИМОСТИ СОСТАВА ВОЛЬФРАМИТОВ ОТ УСЛОВИЙ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

И. В. Булдаков

Ленинградский государственный университет

В настоящее время при исследовании влияния условий кристаллизации на химизм вольфрамита основное внимание уделяется двум факторам. Во-первых, температуре образования. Имеются два взаимоисключающих мнения. Исследователи вольфрамитов Центральной Европы (Leutwein, 1952), Чукотки (Лугов, 1965) считают, что высокотемпературным компонентом является гюбнерит. Исследователи вольфрамитов Забайкалья (Тетяев, 1926), Казахстана (Чуриков, 1959; Щерба, 1960; Ганеев, Сечина, 1960; Мухля, 1962) называют гюбнерит низкотемпературным минералом.

Ряд исследователей в объяснении вариаций состава вольфрамитов решающую роль отводит закону действующих масс, согласно чему отношение FeO/MnO в этих минералах подчиняется составу минералообразующего раствора и вмещающих пород, с которыми он взаимодействует (Левицкий, 1939; Барабанов, 1961; Чухров, Ермилова, 1964). Также можно интерпретировать и данные Р. А. Хасина (1949).

Влиянию кислотно-щелочных свойств среды на состав вольфрамита до сих пор не придавалось должного внимания. Между тем и теоретические предпосылки (Маракушев, Перчук, 1966), и экспериментальные исследования по синтезу вольфрамита (Gundlach, 1967) показывают, что такое влияние должно быть существенным.

В настоящем сообщении представлены некоторые минералогические наблюдения, на наш взгляд свидетельствующие о зависимости состава вольфрамита от pH среды его кристаллизации.

Образцы для исследования были отобраны на редкометальном месторождении Западном в Центральном Казахстане. Здесь вольфрамит приурочен к кварцевым и кварц-полевошпатовым жилкам, образующим рудный штокверк, залегающий в экзо- и эндоконтакте гранитов акчатауского комплекса. Вольфрамит образует несколько генераций, он входит в состав разнообразных минеральных ассоциаций, подвергается различным процессам изменения.

Самая ранняя генерация его связана с кварц-редкометальной жилой мощностью до 0,3 *м*. Представлена она таблитчатыми кристаллами, выделявшимися после редкометальных минералов и ранее жильного кварца. Вторая генерация приурочена к маломощным кварцевым и кварц-полевошпатовым прожилкам, значительно более молодым по сравнению с редкометальной жилой. Здесь вольфрамит находится в ассоциации с мусковитом, флюоритом, кварцем. Таблитчатый вольфра-

Таблица 1

Химические анализы и межплоскостные расстояния (400) вольфрамитов месторождения

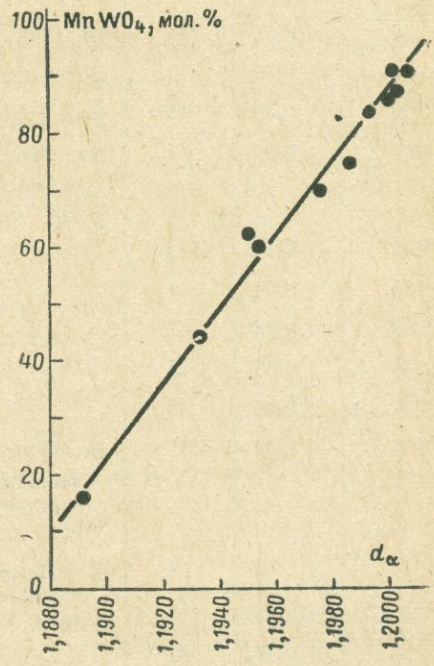
Номер образца	Компоненты, вес. %			Сумма	Формула	d_{α} (400), кХ	Аналитик	Характеристика образца
	MnO	TeO	WO_3					
1а	12,08	11,87	75,07	99,02	$(Mn_{0,50}Fe_{0,49})WO_4$	—	Из рукописной работы М. П. Георгиевской и соавторов	Вольфрамит II генерации. Шахта. Гор. 55 *м*. Вмещающие породы — ороговикованные туфы кварцевых порфиров
2	12,90	11,34	75,57	99,81	$(Mn_{0,53}Fe_{0,47})WO_4$	—	Из рукописной работы Л. П. Ермиловой	Вольфрамит II генерации; скв. 16, гл. 30 *м*. Ороговикованные туфы кварцевых порфиров
3	10,64	12,64	76,02	99,36	$(Mn_{0,46}Fe_{0,54})WO_4$	—	То же	То же, скв. 16, гл. 87 *м*.
4	6,27	18,24	73,93	98,49	$(Mn_{0,26}Fe_{0,74})WO_4$	—	Из рукописной работы Г. Н. Щербы и соавторов	
101	13,83	9,38	76,34	99,57	$(Mn_{0,60}Fe_{0,40})WO_4$	1,1954	И. В. Булдаков	Вольфрамит III генерации. Шахта, гор. 55 *м*. Ороговикованные туфы кварцевых порфиров
2636	14,54	8,84	75,96	99,34	$(Mn_{0,62}Fe_{0,38})WO_4$	1,1950	То же	То же
2635	14,78	8,61	76,72	100,12	$(Mn_{0,63}Fe_{0,37})WO_4$	—	Хим. лаборатория СЗТГУ	„ „
2605	20,55	3,25	76,88	100,68	$(Mn_{0,87}Fe_{0,13})WO_4$	1,2002	И. В. Булдаков	Образцы вольфрамита IV генерации; жила в ороговикованном туфе андезитового порфирита
2605а	21,53	2,19	75,60	100,32	$(Mn_{0,91}Fe_{0,09})WO_4$	1,2005	Хим. лаборатория СЗТГУ	То же
398	21,81	1,81	76,75	100,37	$(Mn_{0,92}Fe_{0,08})WO_4$	—	И. В. Булдаков	Вольфрамит IV генерации. Жила в роговиках по алевролитам
399	22,10	1,90	75,41	99,41	$(Mn_{0,91}Fe_{0,09})WO_4$	1,2002	Хим. лаборатория СЗТГУ	То же
488	19,95	3,72	77,05	100,72	$(Mn_{0,84}Fe_{0,16})WO_4$	1,1994	То же	Вольфрамит IV генерации. Ороговикованные туфы кварцевых порфиров
2610	20,57	3,32	Не опр.	—	$(Mn_{0,86}Fe_{0,14})WO_4$	1,2000	И. В. Булдаков	Вольфрамит IV генерации. Порфировидный гранит

мит и в этом случае кристаллизовался до кварца. Третья генерация минерала выделялась в друзовых пустотках тех же жилок, но позже всех жильных минералов. Нередко он выполняет пространство между ранее образованными минералами, цементируя их. Для этого вольфрамита характерны ксеноморфные очертания. В ассоциации с ним находится кварц, мусковит, в ряде случаев ортоклаз. Четвертая генерация вольфрамита приурочена к кварцевым жилкам с сульфидами Pb, Cu, Zn. Он образует тонкопластинчатые выделения, нередко собранные в сноповидные агрегаты. В ассоциации с ним находятся мусковит, кварц, пирит, халькопирит, блеклая руда, сфалерит, галенит, реже карбонаты. Вольфрамит кристаллизовался после мусковита, но до кварца, сульфидов и карбонатов.

Следует отметить, что все вольфрамоворудные жилки сопровождаются околожильными зонками кварц-мусковитовых грейзенов.

Вольфрамит месторождения подвержен процессам изменения двух типов. Прежде всего следует сказать о замещении его шеелитом и, что еще распространеннее, пиритом. Иногда в псевдоморфозах по вольфрамиту присутствует и шеелит, и пирит. Совместно с новообразованиями можно наблюдать мелкие кристаллики светлоокрашенного вольфрамита.

Кроме того, часто отмечается растворение выделений вольфрамита, он становится пористым, ноздреватым. Вместе с тем в местах резорбции отмечается регенерация граней минерала и отложение на них мелких кристаллов вольфрамита. Совместно с вольфрамитом разъеданию подвергался и флюорит. В пустотках выщелачивания этих минералов часто наблюдается хлорит.



Зависимость межплоскостного расстояния (400) вольфрамита от состава.

Состав вольфрамитов месторождения изучался химически (табл. 1), а в тех случаях, когда это было невозможно, содержание марганцовистого компонента определялось по межплоскостным расстояниям отражения от плоской сетки (400), которые предварительно были исследованы для различных составов на дифрактометре УРС-50И. Съемка производилась на медном отфильтрованном излучении (35 *кв*, 10 *ма*). Скорость счетчика 1 *град/мин*. Калибровка линий осуществлялась по отражениям каменной соли (421) и (420). Точность определений — 3—5 мол. % $MnWO_4$. Использованная методика не имеет недостатков ранее предложенных способов рентгенометрических определений состава вольфрамитов (Starke 1959; Schröcke 1960), которые подробно рассмотрены в сообщении Т. А. Соседко в настоящем сборнике. Графически зависимость межплоскостного расстояния (400) от состава вольфрамитов представлена на рисунке. В табл. 2 приведены результаты рентгенометрического определения состава вольфрамитов Западного. Некоторые химические анализы были выполнены автором в химической лаборатории кафедры минералогии ЛГУ под руководством хи-

Таблица 2

Межплоскостное расстояние отражений (400) и состав вольфрамитов

Номер образца	d_{α} (400)	$MnWO_4$, мол. %	Характеристика образца
1	2	3	4
49	1,1962	63	Вольфрамит I генерации
50	1,1974	70	Вольфрамит I генерации
98	1,1935	45	Вольфрамит II генерации
100	1,1938	47	Вмещающие породы — ороговикованные туфы кварцевых порфиров (Fe^{3+} — 0,0075, Fe^{2+} — 0,0208, Mn^{2+} — 0,0012 ат. кол; среднее из 15 анализов)
103	1,1935	45	То же
185	1,1934	44	„ „
2718-з-1	1,1938	47	„ „
2718-е-1	1,1935	45	„ „
2657-а-1	1,1940	48	„ „
385-а-1	1,1959	61	Вольфрамит II генерации. Вмещающие породы — порфировидные граниты Северного участка (Fe^{3+} — 0,0072, Fe^{2+} — 0,0009, Mn^{2+} — 0,0005 ат. кол.; среднее из 5 анализов)
104	1,1965	64	Вольфрамит III генерации. Вмещающие породы — ороговикованные туфы кварцевых порфиров. Ассоциация: кварц, мусковит, калиевый полевой шпат
60-г	1,1957	60	То же
401	1,1930	42	Вольфрамит III генерации. Вмещающие породы — ороговикованные туфы кварцевых порфиров. Ассоциация: кварц — мусковит
498-а-1	1,1928	40	То же
385	1,1901	23	Вольфрамит III генерации в ассоциации с кварцем. Вмещающие породы — порфировидные граниты
1020-ж	1,1912	30	То же
2718-е-2	1,1958	60	Вольфрамит, переотложенный в процессе замещения вольфрамита II пиритом
2727-з	1,2004	87	То же
2718-з-2	1,2099	93	Вольфрамит, переотложенный в процессе замещения вольфрамита II шеелитом
60-г-2	1,1890	15	Корочки и кристаллы на резорбированном вольфрамите III в ассоциации с хлоритом
498-а-2	1,1903	24	То же
2657	1,1906	26	„ „
2660	1,1903	24	„ „
2669	1,1906	26	„ „

мика-аналитика Т. И. Киселевой. Для построения графика зависимости $d_{L(400)}$ вольфрамита от его состава нами, кроме указанных в табл. 1, были рентгеновски изучены химически проанализированные образцы из других месторождений СССР, любезно предоставленные В. Ф. Барабановым, М. Б. Рафальсон и Л. Ф. Сырицо. Значения межплоскостных расстояний (400) для них оказались следующие: вольфрамит с 16% $MnWO_4$ — 1,891, 44% $MnWO_4$ — 1,1933, 70% $MnWO_4$ — 1,1975, 75% $MnWO_4$ — 1,1986 *кХ*.

Рассмотрение данных, представленных в таблицах, может привести к следующим заключениям. По-видимому, не имеется четкого направленного изменения состава вольфрамита в ряду его последовательных генераций. Зависимость состава вольфрамитов от железистости вмещающих вольфрамоворудные жилки пород выполняется не всегда. Так, состав вольфрамитов второй генерации в какой-то мере отражает содержание железа во вмещающих породах: в лейкократовых порфировидных гранитах минерал содержит 61% $MnWO_4$, а в прожилках, секущих ороговикованные туфы кварцевых порфиров, более богатых Fe, —45—52% $MnWO_4$. Состав же вольфрамитов III генерации не зависит от этого фактора. Трудно такую зависимость проследить и на примере вольфрамита IV генерации.

Указанные факты можно объяснить влиянием на состав вольфрамита, помимо температуры и концентрации $Fe^{\cdot\cdot}$ и $Mn^{\cdot\cdot}$ в растворе, кислотно-основных свойств среды его образования. Прежде всего обратим внимание на ассоциации минералов, в которые входит этот минерал. Так, вольфрамит II генерации ассоциирует с кварцем, мусковитом, флюоритом, а IV — с кварцем, мусковитом, пиритом и другими сульфидами, карбонатами. При этом мусковит обычно образуется до вольфрамита, кварц и другие минералы — позже его. На наш взгляд, эти ассоциации свидетельствуют об изменении активности анионов (фтора, сульфид-иона, углекислоты) в процессе эволюции минералообразующего раствора. В то же время активность сильных оснований, видимо, не испытывала значительных изменений (постоянное присутствие мусковита). Это указывает на то, что обогащенные гюбнеритовым компонентом вольфрамиты образовались при более высоких значениях pH. Также можно объяснить широкие колебания состава вольфрамита III генерации. Видимо, каждая друзовая пустотка перекристаллизации представляла собой отдельную замкнутую физико-химическую систему, где режим pH устанавливался в зависимости и от свойств и состояния раствора, и от ствойств растворяемых и переотлагаемых минералов. По крайней мере заметно, что в ассоциации с калиевым полевым шпатом и мусковитом вольфрамиты III генерации более марганцовисты, чем в ассоциации, где резко преобладает кварц.

Следует обратить внимание на изменение состава вольфрамита при процессах его изменения. Так, при замещении вольфрамита шеелитом, что указывает на увеличение pH среды (Брызгалин, 1965; Gundlach, 1967), гюбнеритовый компонент оказывается устойчивым и только переотлагается. Состав минерала при этом меняется от 47 до 93. То же происходит и в случае замещения вольфрамита пиритом. С другой стороны, при растворении и переотложении вольфрамита III генерации в условиях пониженного значения pH (присутствие в таких случаях хлорита) уменьшается содержание гюбнеритового компонента в минерале (от 60 до 24 и даже до 15% $MnWO_4$).

С этих же позиций можно интерпретировать и некоторые общеизвестные факты: состав вольфрамита в грейзенах характеризуется большей марганцовистостью, чем вольфрамита из ассоциирующих с этими грейзенами кварцевых жил (как это следует, например, из опублико-

ванных данных Мухля, 1962). Известно, что в кварц-топазовых фациях грейзенов вольфрамит более железист, чем в кварц-мусковитовых. Список примеров можно было бы продолжить.

Таким образом, приведенные данные позволяют считать, что состав вольфрамита, помимо прочих условий, отражает кислотно-щелочность среды минералообразования. Следует сказать, что это соответствует закономерности, предложенной Д. С. Коржинским (1956). Конечно, здесь проиллюстрирован лишь общий подход к изучаемому вопросу. Дальнейшие исследования могут выявить более сложные зависимости состава вольфрамитов от условий минералообразования. Об этом свидетельствуют термодинамические расчеты (Коренбаум, устное сообщение). Минералогические наблюдения заставляют думать, что в целом указанные закономерности останутся в силе.

ЛИТЕРАТУРА

Барабанов В. Ф. 1961. Минералогия вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. Л., изд. ЛГУ.

Брызгалин О. В. 1965. Экспериментальные исследования в области генезиса эндогенных вольфрамовых месторождений. В сб.: «Геохимические исследования в области повышенных давлений и температур». М., изд. «Наука».

Ганеев И. Г., Н. И. Сечина. 1960. К геохимическим особенностям вольфрамитов. «Геохимия», № 6.

Коржинский Д. С. 1956. Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовательность реакций при послемагматических процессах. «Геохимия», № 7.

Левицкий О. Д. 1939. Вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья. В кн.: «Месторождения редких и малых металлов СССР», т. 2. М.—Л., изд. АН СССР.

Лугов С. Ф. 1965. Геологические особенности оловянно-вольфрамового оруденения и вопросы поисков. М., изд. «Недра».

Маракушев А. А., Л. Л. Перчук. 1966. Минералы переменного состава как показатели режима кислотности и температуры постмагматических растворов. Матлы ко II конференции по околорудному метасоматизму. Л.

Мухля К. А. 1962. Типоморфные особенности некоторых минералов редкометальных месторождений различных генетических формаций. Тр. Инст. геол. наук им. К. И. Сатпаева (АН Каз.ССР), вып. 6.

Тетяев М. М. 1926. Вольфрамовые и оловянные месторождения Онон-Борзинского р-на Забайкальской области. Мат-лы по общей и прикладной геологии, вып. 32.

Хасин Р. А. 1949. О зональности изоморфного ряда ферберит—гюбнерит вольфрамовых месторождений. ДАН СССР, т. 64, № 1.

Чуриков В. С. 1959. Некоторые особенности химических составов вольфрамитов. Мат-лы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. М., изд. АН СССР.

Чухров Ф. В., Л. П. Ермилова. 1964. О некоторых особенностях минерализации месторождений молибденовой и вольфрамовой формаций Центрального Казахстана. Докл. сов. геол. на Межд. геол. конгр., 22 сессия, пробл. 5. М.

Щерба Г. Н. 1960. Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, изд. АН Каз.ССР.

Gundlach H. 1967. Transport- und Abscheidungsbedingungen von Wolframerzen aus wässrigen von Lösungen. Pegmatitische Lagerstätten und ihre wirtschaftliche Bedeutung. Heft 19. Clausthal-Zellerfeld.

Leutwein F. 1952. Die chemische Zusammensetzung der Wolframite und ihre Lagerstätten kundliche Bedeutung. Acta geologica. Academia seinentiarum. Hungaricae. T. 1, fasc. 1—14.

Schröcke H. 1960. Isomorphie Beziehungen in der Wolframitgruppe. Beiträge zur Mineralogie und Petrographie, Bd. 7, Nr. 3.

Starke R. 1959. Röntgenographische Bestimmung der Hübnerit—Ferberit Verhältnisses Wolframiten. Bergakademie, Nr. 1.

О ЗАВИСИМОСТИ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ ИЗОМОРФНОГО РЯДА ФЕРБЕРИТ — ГЮБНЕРИТ ОТ ПАРАГЕНЕЗИСА

В. К. Денисенко

Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт

По существующим в настоящее время представлениям состав минералов изоморфного ряда ферберит — гюбнерит зависит от температурного диапазона их образования. В то же время при ознакомлении с имеющимися публикациями по данному вопросу устанавливается, что мнения различных авторов о характере подобной зависимости оказываются диаметрально противоположными.

Так, по данным одних исследователей (Öelsner, 1944, 1954; Leutwein, 1952; Redinha, 1954; Schröcke, 1960, и др.), с уменьшением температуры минералообразования в вольфрамите возрастает относительное количество $FeWO_4$ за счет $MnWO_4$. При этом намечен последовательный ряд вольфрамитовых месторождений от пегматитовых до мезо- и эпитермальных, отвечающий закономерному изменению состава вольфрамита от гюбнеритовых к ферберитовым разностям (рис. 1), а также разработана шкала для определения генетического типа месторождения в зависимости от величины коэффициента H/F (гюбнерит/ферберит). В частности, предполагается, что вольфрамиты с коэффициентом H/F свыше 0,8 связаны с пегматитами, от 0,8 до 0,1 — с пневматолитовыми образованиями, менее 0,1 — характерны для гидротермальной фазы рудообразования (Öelsner, 1944).

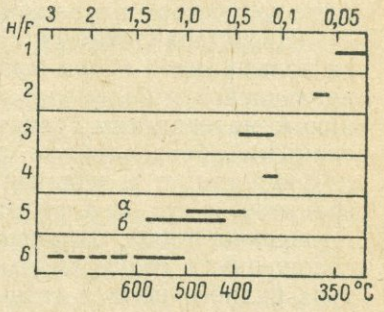


Рис. 1. Изменение состава вольфрамитов из различных парагенетических ассоциаций в зависимости от температурных условий минералообразования. По О. Ольснеру (Öelsner, 1944).

H/F — коэффициенты соотношения весовых количеств гюбнерита и ферберита. *1* — гидротермальные месторождения; *2—5* — пневматолитовые месторождения (*2* — кварцевые жилы с пирротином; *3* — кварцевые жилы; *4* — грейзеновые жилы; *5* — грейзеновые штоки); *6* — пегматитовые месторождения.

По мнению другой группы исследователей, устанавливается прямо противоположная зависимость состава вольфрамита от температуры минералообразования. В частности, М. М. Тетяев (1926) на основании анализа состава вольфрамитов в более чем двадцати кварц-вольфрамитовых месторождениях Союза пришел к выводу о том, что в изоморфном ряду вольфрамитов „марганцовистый тип требует для своего выпадения более холодной среды, чем ферберитовый тип". Аналогичное заключение сделано Г. Н. Щербой и др. (Геология и металлогения Успенской тектонической зоны, 1967) при обобщении данных по вольфрамитовым месторождениям Центрального Казахстана: „С понижением температуры возникли вольфрамиты с высоким содержанием гюбнеритовой молекулы (60—70%), а в конечные этапы гидротермального процесса — типичные гюбнериты (80—95% $MnWO_4$)" (стр. 257).

Учитывая эти две крайне противоположные точки зрения, мы попытались проанализировать зависимость состава вольфрамитов от температуры их образования на примере наиболее широко распространенного среди вольфрамоворудных месторождений — высокотемпературного жильно-грейзенового типа минерализации. В качестве конкретных объектов, на которых проводился такой анализ, было выбрано несколько кварц-вольфрамитовых месторождений Центрального Казахстана с комплексной редкометальной минерализацией — Караоба, Нура-

Талды, Джанет, Восточный и Северный Коунрад, Вольфрамовые Сопки, Акмая, Саран, Белькойтас, Верхнее Кайракты, Акчатау и др. Для суждения об изменении состава вольфрамитов рудных тел этих месторождений наряду с нашими данными были учтены также многочисленные химические определения состава вольфрамита, имеющиеся в работах В. С. Чурикова (1959), Л. П. Ермиловой (1964) и Г. Н. Щербы, В. В. Степанова, К. А. Мухля (Геология и металлогения Успенской тектонической зоны, 1967).

Проведенное сопоставление вольфрамитов указанных рудных полей позволяет установить следующие основные особенности. Состав вольфрамита как в месторождениях, залегающих среди пород кровли, так и локализованных в гранитах существенно варьирует, что указывает на отсутствие в данном случае четкой связи в изменении изоморфного ряда ферберит—гюбнерит с вмещающими оруденение породами, хотя они и обусловливают, по-видимому, несколько различный температурный режим процессов минералообразования, протекающих в них.

Не устанавливается какой-либо закономерности в изменении состава вольфрамита и при сопоставлении особенностей минерализации, развивающейся в более широком пространственном диапазоне по отношению к материнским гранитам. В частности, являясь генетически родственными образованиями, рассматриваемые месторождения по уровню глубинности, т. е. удаленности в вертикальном разрезе от материнских гранитов, могут быть отнесены к четырем различным типам (Рундквист, Денисенко, 1966). В зависимости от расположения месторождений по отношению к гранитам изменяется состав руд, тип зональности, структура рудного поля и связь с рудоконтролирующими нарушениями, широта распространения и „набор" даек по составу и другие особенности. В то же время вольфрамовая минерализация в рудных телах месторождений этих типов представлена вольфрамитом с самым различным соотношением в нем железа и марганца. Так, в месторождениях I типа (Верхнее Кайракты, Акмая), расположенных в породах кровли на значительном удалении от гранитов, развиты вольфрамит и гюбнерит. В рудных телах месторождений II типа, развивающихся в породах кровли в непосредственной близости от „слепых" куполовидных выступов гранитов (Нура-Талды, Коктенколь, Джанет, Саран), фиксируются все члены изоморфного ряда вольфрамитов. Наконец, в месторождениях апикальных частей куполов гранитов (III тип, Караоба) и располагающихся в достаточно эродированных гранитных массивах (IV тип, Акчатау, Белькойтас, проявления Коунрадской группы) развит гюбнерит и вольфрамит с переменным соотношением железо/марганец.

К выводу об отсутствии однозначной зависимости между составом вольфрамита и температурой среды минералообразования можно прийти и при изучении разновозрастных генераций рудных тел отдельно взятого месторождения, или особенностей развития вольфрамовой минерализации в пределах одной жилы, или, наконец, в еще более мелком масштабе, — строения лучистых агрегатов, друз, зональных кристаллов. Так, на месторождении Караоба, представленном несколькими разновозрастными системами вольфрамоворудных жил, локализованными в пределах небольшого купола гранитов, от ранних высокотемпературных минеральных ассоциаций к более поздним средне-, низкотемпературным состав вольфрамита постепенно изменяется от вольфрамита с повышенным содержанием железа до гюбнерита. В то же время на Нура-Талдинском месторождении, также образованном системами несколько разновременных кварцево-рудных жил, располагающихся в породах кровли „слепого" купола гранитов, подобной закономерности

не устанавливается — в различных минеральных парагенезисах повсеместно развит гюбнерит.

Не менее противоречивые данные устанавливаются при рассмотрении соотношения гюбнеритовой и ферберитовой молекул в вольфрамитах, развитых на различных интервалах глубинности рудных тел. В одних случаях с глубиной закономерно возрастает степень „марганцовистости" вольфрамита (Караоба, Нура-Талды, Северный Коунрад и др.), в других — фиксируется некоторое увеличение ферберитовой молекулы (Акмая и др.). Вывод о том, что в вольфрамите „закономерные изменения соотношения между гюбнеритовой и ферберитовой молекулами с глубиной отсутствуют", ранее отмечался Ф. В. Чухровым и Л. П. Ермиловой (1964, стр. 265).

Аналогичная картина наблюдается, наконец, и при рассмотрении изменения состава вольфрамита в пределах отдельных кристаллов или минеральных агрегатов, когда внешние зоны таких образований по сравнению с центральными оказываются обогащены в той или иной степени то FeO, то MnO (Чуриков, 1959; Ермилова, 1964; Никитин, Рундквист, 1967, и др.).

Таким образом, приведенные примеры свидетельствуют о наличии самых различных, противоречивых связей между составом вольфрамита и температурой его формирования. В целом подобные „противоречивые" данные подчеркивают невозможность увязывать состав вольфрамита лишь с температурой минералообразования, поскольку состав минерала является, как известно, функцией изменения многих параметров, характеризующих условия образования месторождения, в частности, парциального давления H_2S, щелочности — кислотности, окислительно-восстановительной обстановки и т. п.

В то же время рассмотрение изменения состава изоморфной пары гюбнерит—ферберит с учетом парагенетических минеральных ассоциаций вольфрамоворудных жил позволяет выявить интересную особенность, на которую ранее не обращалось внимание. В частности, устанавливается определенная зависимость между составом вольфрамита и степенью „железистости" сульфидного прагенезиса, в котором он развивается. При этом интересно, что наблюдается по существу обратная зависимость, т. е. в парагенезисе с богатыми железом сульфидами развиваются не железистые ферберитовые, а гюбнеритовые разности изоморфного вольфрамитового ряда. Указанная особенность может быть проиллюстрирована на примере многих жильно-грейзеновых рудных полей Центрального Казахстана. Так, на месторождении Караоба существенно марганцовистые вольфрамиты наблюдаются в поздних кварцево-сульфидных жилах, характеризующихся поясовой текстурой и обилием сульфидов железа—пирита, халькопирита, арсенопирита и др. Вольфрамит, по составу отвечающий гюбнериту, располагается в жилах в виде „лент", параллельных зальбандам, подчеркивая тем самым полосчатое строение (рис. 2, *а, б*). Вольфрамит представлен тонкопластинчатой разновидностью, нередко образующей радиально-лучистые агрегаты (рис. 3). Аналогично на месторождениях Коктенколь в поздних кварцево-сульфидных полосчатых жилах и прожилках также развивается гюбнерит, тогда как в более ранних кварцево-рудных жилах фиксируется вольфрамит. Гюбнерит является основным минералом вольфрама и на месторождении Тайшек, специфическая особенность рудных тел которого — жил, прожилков, грейзенизированных даек, — крайне широкое распространение пирита.

В целом развитие в поздних кварцево-сульфидных жилах и прожилках, имеющих, как правило, характерное поясовое, полосчатое строение, гюбнерита, а не вольфрамита, является особенностью, прису-

щей подавляющему большинству грейзеновых вольфрамитовых месторождений Центрального Казахстана, на что обращали внимание также Г. Н. Щерба, В. В. Степанов и К. А. Мухля (Геология и металлогения Успенской тектонической зоны, 1967). Указанная зависимость подтверждается и при рассмотрении имеющихся в литературе материалов по составу вольфрамита и особенностям минеральных парагенезисов,

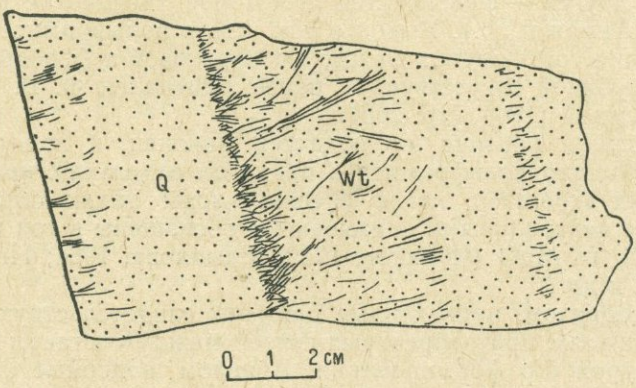




Рис. 2. Поясовое расположение вольфрамита (гюбнерита) в кварц-вольфрамит-сульфидных жилах. М-ние Караоба.

а — схематическая зарисовка штуфа из ж. 3; *б* — деталь строения этого штуфа (Q — кварц; Wt — вольфрамит).

в которых он развивается, в месторождениях других регионов. Так, на Боевском вольфрамитовом месторождении Урала, Колыванском руднике Горного Алтая гюбнеритовые члены изоморфного ряда вольфрамита развиваются в парагенезисе с сульфидами железа (Тетяев, 1926). На месторождении Джида в Восточном Забайкалье, характерной особенностью минерального состава рудных жил которого является обилие сульфидов железа, главным образом пирита, наблюдается марганцовистый, а не железистый член вольфрамитового ряда. При этом более железистые разности гюбнерита фиксируются лишь в бессульфидных жилах и прожилках роговикового кварца с флюоритом (Повилайтис, 1960). При

сопоставлении ряда кварц-вольфрамитовых месторождений провинции Цзянси в Китае — Шанпин, Тахишан, Панкушан, Квеймешан, — описание которых приводится в работе К. Ли и К. Ванга (Li, Wang, 1952), устанавливается, что содержание $MnWO_4$ в вольфрамите находится в прямой зависимости от степени „железистости" сульфидного парагенезиса, в котором он развивается.

Выяснение причин, обусловливающих отмеченную взаимосвязь состава вольфрамита с особенностями минерального парагенезиса, в котором он развивается, так же как и многих других сторон процесса рудообразования, остается во многом проблематичным, если учесть ограниченную возможность их экспериментального воспроизведения. Подобная указанной зависимость — связь изоморфных пар элементов

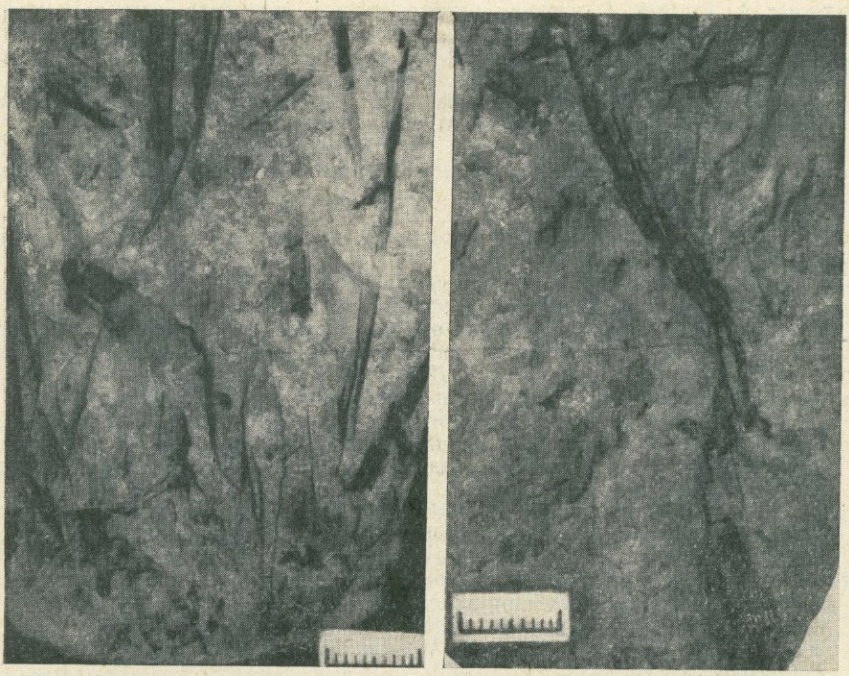


Рис. 3. Характерная пластинчатая морфология кристаллов гюбнерита в кварц-вольфрамит-сульфидных жилах. М-ние Караоба.

с составом парагенезиса в общем виде была рассмотрена в литературе А. Г. Бетехтиным (1949). В месторождениях, близких по типу к рассматриваемым, для ряда Fe—Mn—Zn в гельвинах она была описана И. Г. Павловой и др. (1966). По аналогии с представлениями А. Г. Бетехтина о влиянии режима серы и кислорода на парагенетические соотношения минералов переменного состава наблюдающаяся закономерность изменения в изоморфном ряду вольфрамитов также может быть поставлена в прочную зависимость от режима этих элементов в растворах в момент минералообразования. В частности, при кристаллизации минералов вольфрама на поздних стадиях процесса рудообразования в условиях повышенного парциального давления H_2S основная масса железа, находящегося в растворе, в силу наибольшего его сродства с серой войдет в состав сульфидов. Марганец же, практически не образующий в природных условиях сернистых минералов, окажется в соединении с вольфрамитами. Особенно четко отмеченная зависимость будет

проявляться в случае развития вольфрамита в парагенетической ассоциации с наиблоее богатыми серой сульфидами железа, в частности пиритом. В условиях же низкой концентрации серы в растворах и притом в восстановительной обстановке должны возникать ферберитовые разности вольфрамита.

Таким образом, рассмотренные выше данные позволяют прийти к выводу, что вариация состава минералов в изоморфном ряду Fe—Mn вольфрамитов является функцией не только температурного фактора, но и в значительной степени изменения режима серы в ходе процесса рудоотложения.

ЛИТЕРАТУРА

Бетехтин А. Г. 1949. О влиянии режима серы и кислорода на парагенетические соотношения минералов в рудах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.

Геология и металлогения Успенской тектонической зоны. 1967. Т. 2. Месторождения черных и редких металлов. Алма-Ата, изд. «Наука».

Ермилова Л. П. 1964. Минералы молибдено-вольфрамового месторождения Караоба в Центральном Казахстане. М., изд. «Наука».

Никитин В. Д., Д. В. Рундквист. 1967. Влияние динамики тектонических движений на процессы гидротермального минералообразования. Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва, ч. 96, вып. 5.

Павлова И. Г., К. Б. Бекназаров, Э. П. Сальдау. 1966. О составе, парагенезисах и условиях образования гельвина в грейзенах. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, ч. 95, вып. 6.

Повилайтис М. М. 1960. Основные черты минералогии Джидинского молибденовольфрамового месторождения. Тр. ИГЕМ, вып. 24.

Рундквист Д. В., В. К. Денисенко. 1966. Отличия вольфрамовых месторождений различных уровней глубинности. Материалы симпозиума, посвященного акад. С. С. Смирнову. Владивосток, изд. ДВФ СОАН СССР.

Тетяев М. М. 1926. Типы русских вольфрамовых руд и их взаимоотношение. Материалы по общей и прикладной геологии, вып. 34. Л., изд. Геолкома.

Чуриков В. С. 1959. Некоторые особенности химического состава вольфрамитов. В сб.: «Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии». М., изд. АН СССР.

Чухров Ф. В., Л. П. Ермилова. 1964. О некоторых особенностях минерализации месторождений молибденовой и вольфрамовой формации Центрального Казахстана. Докл. к 22-й сессии Междунар. геол. конгресса.

Leutwein F. 1952. Die Wolframitgruppe, mineralogisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen. Freiberger Forschungshefte, C. 3.

Li K., C. Wang. 1952. Tungsten. Amer. Chem. Soc. Monograph., ser. 130.

Oelsner O. 1944. Über Erzgebirgische Wolframite. Berichte D. Freiberger Geolog. Gesellschaft, Nr. 20.

Oelsner O. 1954. Bemerkungen über die Anwendbarkeit der H/F Koeffizienten zur Deutung des Genese von Wolframiten. Freiberger Forschungshefte, Reihe C., Nr. 10.

Redinha J. S. 1954. Beitrag zur Geochemie der portugiesischen Wolframite. Ret. Zbl. Mineral., 11.

Schröcke H. 1960. Isomorphiebeziehungen in der Wolframitgruppe. Beiträge zur Mineralogie and Petrographie, Bd. 7, Hft. 3.

ЗАВИСИМОСТЬ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ВОЛЬФРАМИТА ОТ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА

Е. И. Максимюк

Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов АН СССР

Исследованию вольфрамитов, их химического состава, различных физических свойств и связи их с химическим составом посвящено большое количество работ (Барабанов, 1960; Барабанов, Сырицо, 1965, 1966; Ильинский, 1962; Сырицо, Иванова, 1963; Toubeau, 1963; Beugnie, 1967, и др.). Известно, что кроме основных химических компонентов: железа, марганца и вольфрама, — вольфрамиты почти всегда содержат большее или меньшее количество элементов-примесей, в частности тантала, ниобия, скандия. Эти элементы для вольфрамитов могут считаться типоморфными, и, как показано рядом исследователей (Быбочкин и др., 1963; Кузьменко и др., 1964; Быховский, 1965; Четырбоцкая, 1965, 1966, и др.), их извлечение из вольфрамитов может представлять практический интерес.

Задачей нашего исследования являлось выявление зависимости физических и кристаллохимических характеристик различных образцов вольфрамита (оптические свойства, микротвердость, удельный вес, параметры элементарной ячейки, инфракрасные спектры поглощения) от их химического состава. Для этой цели было изучено 22 образца этого минерала, представляющих изоморфный ряд от гюбнерита до ферберита и отобранных из грейзеновых образований и кварцевых жил месторождений вольфрамит-кварцевой формации и рудных тел месторождений вольфрамит-касситерит-силикатной формации. Результаты проведенного исследования обобщены в таблице.

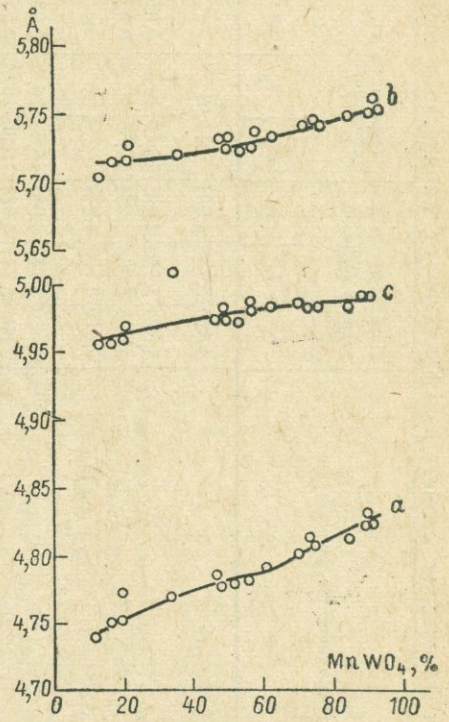


Рис. 1. Зависимость параметров элементарной ячейки ряда ферберит—гюбнерит от химического состава.

Определение параметров элементарной ячейки проводилось на дифрактометре УРС-50И методом порошка. Съемка велась с эталоном NaCl и полученные данные обрабатывались графически. Из графика (рис. 1) зависимости параметров элементарной ячейки от состава (содержания $MnWO_4$) следует, что с повышением содержания $MnWO_4$ увеличиваются параметры a_0, b_0 и c_0: a_0 — от 4,741 до 4,829; b_0 — от 5,705 до 5,758, c_0 — от 4,956 до 4,991 Å. Зависимость изменения параметров элементарной ячейки от содержания в вольфрамите марганца и железа настолько существенна, что по кристаллохимическим параметрам (особенно по величине a_0) можно с достаточной точностью определить химический состав минерала. Содержание в вольфрамите элементов-примесей: тантала, ниобия, скандия и др. — не оказывает влияния на изменение параметров элементарной ячейки.

Зависимость кристаллохимических и физических свойств вольфрамитов от химического состава

№ обр.	Химический состав, вес. %							Кристаллохимическая формула	Параметры элементарной ячейки Å			Отражательная способность, % ($\lambda = 590$ нм)			Пределы колебаний микротвердости	Среднее статист.	Стандарт. откл.	Уд. вес, ρ
	MnO	FeO	WO_3	Ta_2O_5	Nb_2O_5	Sc	TiO_2		a_0	b_0	c_0	R'_g	R'_p	ΔR	$H_1 - H_2$, кГ/мм²	$H_{ср}$, кГ/мм²	±σ	
2043	21,39	2,60	76,07	Не обн.	Не обн.	0,005	Не обн.	$(Fe_{0.10}Mn_{0.90})_{1.00}W_{0.99}O_4$	4,829	5,758	4,991	16,01		—	260—342	304	15	7,16
Пр. 1	20,62	2,50	75,01	0,013	0,08	0,004	„	$(Fe_{0.11}Mn_{0.89})_{1,00}(Nb_{0,002}Ta_{0.0002}W_{0,997})_{1.00}O_4$	4,824	5,753	4,991	15,50	14,75	0,05	321—412	363	—	7,05
Пр. 2	20,87	2,87	74,55	0,02	0,016	0,004	„	$(Fe_{0,12}Mn_{0,90})_{1.02}(Nb_{0,002}Ta_{0,002}W_{0,99})_{0,99}O_4$	4,825	5,753	4,991	15,55	15,20	0,02	342—402	372	—	7,01
22/66	19,66	5,09	72,82	0,39	0,66	0,004	„	$(Fe_{0.21}Mn_{0.83})_{1.04}(Nb_{0,012}Ta_{0,009}W_{0,96})_{0.98}O_4$	4,810	5,750	4,987	—	—	—	—	—	—	6,74
17/66	19,60	5,11	74,83	0,31	0,35	0,004	„	$(Fe_{0,21}Mn_{0.83})_{1.04}(Nb_{0,008}Ta_{0,004}W_{0,97})_{0.98}O_4$	—	—	—	—	—	—	388—533	446	29	7,02
9/65	17,86	5,62	74,39	0,41	1,07	0,005	0,07	$(Fe_{0,23}Mn_{0,73})_{0,96}(Ti_{0,003}Nb_{0,11}Ta_{0,005}W_{0,92})_{1,04}O_4$	4,810	5,747	4,987	16,66	16,25	0,02	382—473	414	22	6,87
229	17,32	5,68	75,13	0,40	0,92	0,005	0,07	$(Fe_{0,24}Mn_{0,74})_{0,98}(Ti_{0,003}Nb_{0,02}Ta_{0,005}W_{0,98})_{1,008}O_4$	4,806	5,747	4,987	16,80	16,20	0,04	329—473	402	28	6,84
2036	16,49	7,18	75,12	0,07	1,15	0,004	„	$(Fe_{0,30}Mn_{0,70})_{1,00}(Nb_{0,03}Ta_{0,001}W_{0,97})_{1,001}O_4$	4,797	5,744	4,987	17,65	14,50	0,18	269—626	398	45	6,97
204	14,17	10,49	72,42	0,34	0,36	0,004	„	$(Fe_{0,45}Mn_{0,61})_{1.05}(Nb_{0.008}Ta_{0,005}W_{0,97})_{0.98}O_4$	4,787	5,736	4,979	17,55	17,18	0,02	346—562	464	36	7,20
205	14,07	9,12	75,09	0,093	0,20	0,003	„	$(Fe_{0,39}Mn_{0,61})_{1,00}(Nb_{0,005}Ta_{0,001}W_{0,996})_{1,002}O_4$	4,787	5,736	4,983	16,80	16,00	0,05	277—573	457	39	7,15
1006	13,78	11,68	72,17	0,85	1,00	0,004	0,05	$(Fe_{0,47}Mn_{0,56})_{1,03}(Ti_{0,001}Nb_{0,02}Ta_{0,01}W_{0,96})_{0,99}O_4$	4,782	5,736	4,983	18,05	16,30	0,10	321—488	421	32	6,70
2057	11,24	12,70	75,71	0,02	0,33	0,005	Не обн.	$(Fe_{0,48}Mn_{0,52})_{1,00}(Nb_{0,002}W_{0,99})_{0,99}O_4$	4,782	5,730	4,974	18,30	16,00	0,13	232—512	349	55	7,18
2063	12,76	10,63	75,71	0,03	0,87	0,005	„	$(Fe_{0,35}Mn_{0,56})_{0,91}(Nb_{0,002}W_{1,01})_{1,03}O_4$	4,782	5,736	4,982	16,75		—	325—519	425	36	7,00
94	12,21	12,89	74,78	0,004	0,02	0,004	„	$(Fe_{0,54}Mn_{0,52})_{1.06}W_{0,98}O_4$	4,780	5,725	4,968	16,50	15,50	0,06	311—397	354	15	7,46
73	11,35	13,32	75,28	0,006	0,05	0,004	„	$(Fe_{0,56}Mn_{0,48})_{1,04}(Nb_{0,001}W_{0,98})_{0,98}O_4$	4,780	5,727	4,974	18,15	17,38	0,05	321—527	387	42	7,33
2041	11,26	9,22	78,13	0,04	1,35	0,005	„	$(Fe_{0,39}Mn_{0,48})_{0,87}(Nb_{0,03}W_{1,01})_{1,04}O_4$	4,780	5,733	4,979	18,15	16,50	0,09	—	—	—	6,85
6	10,95	12,20	75,61	0,04	0,45	0,003	0,05	$(Fe_{0,52}Mn_{0,47})_{0,99}(Ti_{0,002}Nb_{0,01}W_{0,96})_{0,97}O_4$	4,782	5,733	4,974	17,11		—	307—430	371	23	7,28
80	8,00	17,86	74,12	0,03	0,018	0,004	„	$(Fe_{0,76}Mn_{0,34})_{1,1}(Nb_{0,001}W_{0,98})_{0,98}O_4$	4,765	5,719	5,071	17,42		—	320—492	425	24	7,39
50	4,57	15,84	78,03	0,11	0,46	0,004	„	$(Fe_{0,69}Mn_{0,20})_{0,89}(Nb_{0,01}Ta_{0,001}W_{1,03})_{1,04}O_4$	4,771	5,727	4,970	18,10	17,10	0,06	329—496	406	37	7,49
2006	4,52	18,90	76,62	Не обн	Не обн.	0,003	„	$(Fe_{0,8}Mn_{0,19})_{0,99}W_{1,00}O_4$	4,750	5,716	4,960	18,50	16,90	0,09	300—436	383	35	7,27
635a	3,74	20,36	75,88	0,003	0,01	0,004	„	$(Fe_{0,86}Mn_{0,16})_{1,02}(Nb_{0,001}W_{0,99})_{0,99}O_4$	4,748	5,714	4,958	18,27		—	300—436	359	32	7,30
2583	2,79	21,41	75,80	Не обн.	Не обн.	0,004	„	$(Fe_{0,91}Mn_{0,12})_{1,03}W_{1,00}O_4$	4,741	5,705	4,956	18,15	16,50	0,09	354—436	392	15	7,32

В большинстве случаев данные об отражательной способности группы вольфрамита приводятся для одной длины волны (белого света — $\lambda = 590$ *нм*, Винчелл, 1953; Кэмерон, 1966; Beugnie, 1967). Автором для всех изученных образцов вольфрамита, представляющих изоморфный ряд от гюбнерита до ферберита, была измерена отражатель-

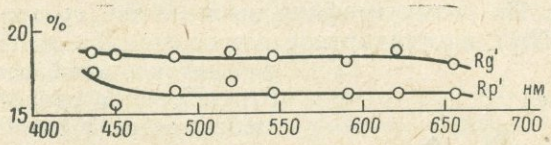


Рис. 2. Характер дисперсии отражательной способности вольфрамита.

ная способность в диапазоне волн 435, 450, 486, 520, 546, 590, 620 и 656 *нм*. Отражательная способность измерялась на приборе ПООС-1 в кабинете минераграфии ИМГРЭ. Для исследований были использованы брикеты полированных разноориентированных зерен вольфрамита, характеризующихся максимальной анизотропией. Рассмотрение полученных результатов по отражательной способности показывает, что вольфрамиты характеризуются крайне слабой дисперсией (рис. 2). Полученные при измерении отражательной способности значения *Rg* и *Rp* при длине волны 590 *нм* нанесены на график зависимости от химического состава (рис. 3). Графическое изображение зависимости отражательной способности вольфрамита от его химического состава показывает, что *Rg* и *Rp* изменяются незначительно: от 18,5% у ферберита до 16% у гюбнерита.

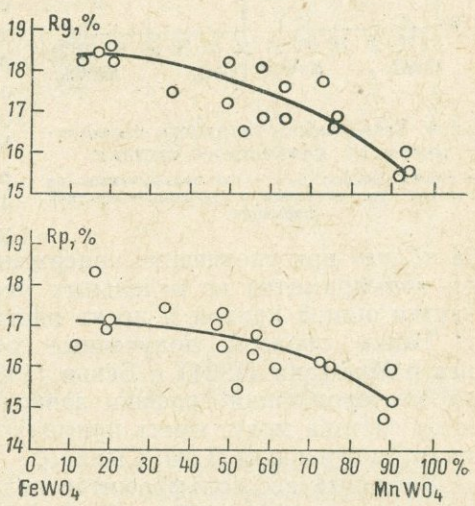


Рис. 3. График зависимости отражательной способности от химического состава при $\nu = 590$ *нм*.

Изучением микротвердости вольфрамитов в зависимости от состава занимался ряд исследователей (Ильинский, 1962; Сырицо, Иванова, 1963; Young, Milman, 1964; Beugnie, 1967), которые получили различные результаты. Л. Ф. Сырицо и Г. А. Ильинский установили прямую зависимость твердости вольфрамитов от содержания в них $MnWO_4$. Работы Янга и Милмана, а также Бёньи показали, что график зависимости твердости от состава в изоморфном ряду ферберит—гюбнерит носит более сложный характер: ферберит имеет большую твердость, чем гюбнерит, однако наибольшая твердость характерна для средних членов изоморфного ряда. В результате измерения микротвердости на гранях и различных сечениях кристаллов вольфрамита установлено, что он обладает относительно средней анизотропией твердости II рода (разная твердость на разных гранях) с коэффициентом анизотропии $K_{H_2} = 1{,}15$.

Для изучения зависимости твердости от состава на приборе ПМТ-3 измерялись полированные брикеты из дробленных фракций воль-

фрамита при нагрузке 50 *Г* (реже 70 *Г*). В каждом образце делалось от 17 до 45 замеров на различных его сечениях. Это позволяет охарактеризовать все колебания в значении микротвердости минерала в зависимости от его кристаллографического сечения. Для получения среднего значения микротвердости для каждого образца был использован один из методов математической статистики — построение графика спрямленных кривых. По этому графику вычисляется среднее значение микротвердости ($H_{ср}$) и стандартное отклонение ($\pm\sigma$). Твердость вольфрамитов колеблется от 232 до 626 *кГ/мм²*; а средние значения изменяются от 304 до 465 *кГ/мм²*. На основании полученных данных построены графики зависимости твердости вольфрамитов от их состава (содержания $MnWO_4$) (рис. 4): *а* — общий для всех вольфрамитов; *б, в* — для вольфрамитов из отдельных месторождений. Из рассмотрения первого графика видно, что по мере увеличения содержания $MnWO_4$ от 16 до 34% твердость увеличивается от 359 до 425 *кГ/мм²*, а затем происходит падение твердости от 425 до 354 *кГ/мм²*, в то время как содержание $MnWO_4$ увеличивается от 34 до 52%. При содержании $MnWO_4$ от 52 до 61% твердость резко возрастает (от 354 до 464 *кГ/мм²*), а затем снова наблюдается падение твердости от 465 до 304 *кГ/мм²* при увеличении содержания $MnWO_4$ от 61 до 90%. Графики для вольфрамитов из отдельных месторождений представляют собой участки общей кривой и носят иногда прямолинейный характер.

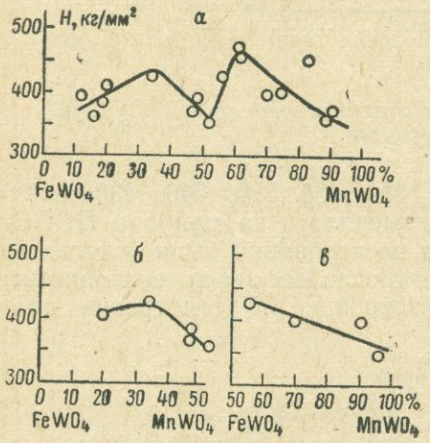


Рис. 4. Зависимость твердости вольфрамитов от химического состава:

а — общий график; *б, в* — для вольфрамитов из отдельных месторождений вольфрамит-кварцевой формации.

Таким образом, полученные результаты соответствуют данным Янга и Милмана (1964) и Бёньи (1967), хотя очевидно, что для отдельных месторождений графики зависимости микротвердости вольфрамитов от состава могут иметь прямолинейный характер, аналогичный графикам, полученным Л. Ф. Сырицо.

Удельный вес вольфрамитов является величиной, также зависящей от их химического состава. В. Ф. Барабановым (1960) была установлена зависимость удельного веса вольфрамитов от содержания в них железа и марганца для образцов, практически свободных от примесей других элементов. Позднее В. Ф. Барабанов (1966) приходит к выводу о том, что присутствие в вольфрамитах примесей ниобия, тантала и скандия снижает удельный вес вольфрамитов, причем им установлена обратная зависимость величины удельного веса от содержания ниобия. При небольших содержаниях скандия (тысячные доли процента) и тантала (до 0,5%), практически не влияющих на величину удельного веса, содержание в вольфрамитах одного весового процента пятиокиси ниобия понижает их удельный вес приблизительно на 0,1 *г/см³*.

Результаты проведенных нами определений удельных весов вольфрамитов различного химического состава изображены на графике (рис. 5), рассмотрение которого показывает закономерное уменьшение удельного веса минерала по мере снижения в нем содержания $MnWO_4$. На этот же график нанесены рассчитанные теоретические удельные веса для синтетических гюбнерита и ферберита (данные взяты из литератур-

ных источников) и для вольфрамитов, в составе которых практически не содержится примесей тантала и ниобия, по формуле

$$\rho = \frac{1{,}66\,MZ}{a_0,\ b_0,\ c_0},$$

где M — молекулярный вес; Z — координационное число; a_0, b_0, c_0 — параметры элементарной ячейки. Если соединить точки теоретического состава (на графике отмечены крестиками), то получится прямая линия с незначительным наклоном к оси абсцисс.

Кроме того, из построенного графика видно, что в его правой части нанесены точки, соответствующие образцам, содержащим $Nb_2O_5 \sim 1\%$ или $>1\%$. В левой части графика (фербиритовой) образцы, как правило, не содержат пятиокиси ниобия или содержат ее в незначительном количестве. Таким образом, такое снижение графика, очевидно, надо связывать не только с увеличением содержания $MnWO_4$, но главным образом с присутствием примеси ниобия в количестве около 1% или более. Точки *11* и *16* на графике соответствуют образцам вольфрамита с высокими содержаниями пятиокисей ниобия и тантала (в обр. 11 — $\Sigma Ta_2O_5 + Nb_2O_5 = 1{,}85\%$, а в обр. 16 — $\Sigma Ta_2O_5 + Nb_2O_5$ составляет 1,40%, таблица).

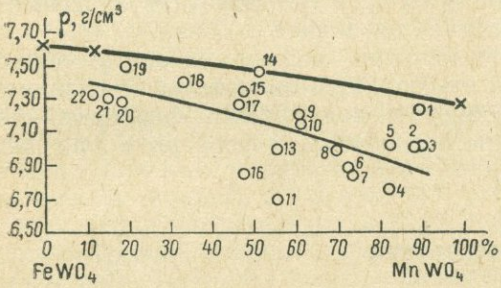


Рис. 5. Зависимость удельного веса вольфрамитов от химического состава.

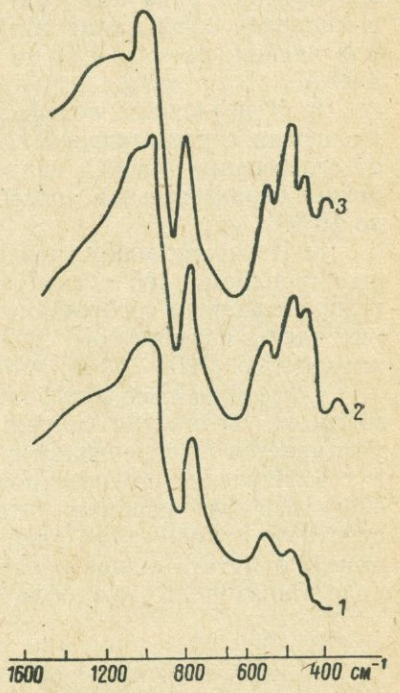


Рис. 6. Кривые ИК-спектров поглощения ряда ферберит (*1*)—вольфрамит (*2*)—гюбнерит (*3*).

Образцы вольфрамита различного химического состава были изучены методом ИК-спектроскопии в интервале 400—1600 $см^{-1}$ на приборе UR-10 в ИГЕМе АН СССР Е. В. Власовой. Анализ ИК-спектров вольфрамитов показывает, что все вольфрамиты характеризуются двумя интенсивными полосами поглощения (рис. 6), одна из которых располагается в интервале 760—890 $см^{-1}$ с максимумом 815—840 $см^{-1}$, а другая, более широкая, но, как правило, менее интенсивная — в интервале 485—770 $см^{-1}$ с главным пиком 625 $см^{-1}$. Вторая полоса очень часто осложняется ступенью 525 $см^{-1}$. Также характерной для ИК-спектров вольфрамитов является система полос поглощения в области 400—485 $см^{-1}$. Не исключено, что сложное строение кривой ИК-спектров вольфрамитов в области 400—800 $см^{-1}$, обладающих многими малоинтенсивными полосами поглощения, объясняется сложным составом минерала, обусловливающим неравнопрочность связей M—O в трех сортах октаэдров (Болдырев, Поваренных, 1968).

Изучение ИК-спектров поглощения вольфрамитов в области от 2 до 160 *мкм* позволяет, по данным А. А. Валуевой (1968), выяснить тип изоморфизма железа и марганца в вольфрамите. По ее данным, появление новых полос поглощения, положение которых сохраняется, а интенсивность зависит от содержания изоморфных примесей, характерно для изовалентного изоморфизма, где конечные члены имеют разную сингонию кристаллической решетки (ряд гюбнерит—вольфрамит—ферберит).

На основании проведенных исследований можно сделать следующие выводы.

1. Рассчитанные параметры элементарной ячейки для всех членов изоморфного ряда ферберит—гюбнерит показывают, что с увеличением в минерале содержания $MnWO_4$ увеличиваются параметры элементарной ячейки: a_0 — от 4,74 до 4,93; b_0 — от 5,71 до 5,76; c_0 — от 4,96 до 4,99 Å.

2. У изученных вольфрамитов практически полностью отсутствует дисперсия отражательной способности. Графики зависимости *Rg* и *Rp* от содержания $MnWO_4$ свидетельствуют лишь о незначительном уменьшении отражательной способности от ферберита к гюбнериту (от 18,5 до 16%).

3. Изучение микротвердости вольфрамитов показало, что наибольшая твердость (465 *кГ/мм*^{2}) характерна для вольфрамитов приблизительно с равным содержанием марганца и железа, в то время как крайние члены изоморфного ряда характеризуются значительно меньшей твердостью (300—350 *кГ/мм*^{2}).

4. Удельный вес вольфрамитов незначительно уменьшается в зависимости от увеличения содержания $MnWO_4$, и эта обратная зависимость усиливается с увеличением в минерале пятиокиси ниобия.

5. Изучение ИК-спектров поглощения вольфрамитов в области 400—1600 *см*$^{-1}$ показало, что не наблюдается значительной разницы в строении кривой для ряда гюбнерит—вольфрамит—ферберит, хотя можно отметить общее нарастание поглощения к фербериту при переходе в низкочастотную область.

ЛИТЕРАТУРА

Барабанов В. Ф. 1960. К вопросу об определении состава вольфрамита по его удельному весу. Вестник ЛГУ, № 12.

Барабанов В. Ф., Л. Ф. Сырицо. 1965. Ниобий, тантал и скандий в вольфрамитах Забайкалья и их влияние на соотношение: состав — удельный вес вольфрамита. Тезисы совещания по минералогии, геохими, генезису и возможностям комплексного использования вольфрамитовых месторождений СССР. М.

Барабанов В. Ф., Л. Ф. Сырицо. 1966. Влияние ниобия, тантала и скандия на удельный вес вольфрамита. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, ч. 95, вып. 5.

Болдырев А. И., А. С. Поваренных. 1968. Инфракрасные спектры поглощения важнейших окислов. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, II сер., ч. 97.

Бычочкин А. М., Л. З. Быховский, С. И. Гурвич, И. И. Четырбоцкая. 1963. Вольфрамитовые месторождения — новый источник получения тантала. «Разведка и охрана недр», № 7.

Быховский Л. З. 1965. Возможности комплексного использования вольфрамитовых концентратов. Тезисы совещания по минералогии, геохимии, генезису и возможностям комплексного использования вольфрамитовых месторождений СССР.

Валуева А. А. 1968. Особенности проявления типов изоморфизма в ИК-спектрах некоторых минералов. Тезисы юбилейной конференции молодых ученых-геологов г. Москвы, посвященной 50-летию ВЛКСМ. М.

Винчелл А. Н. 1953. Оптическая минералогия. М., ИЛ.

Ильинский Г. А. 1962. Опыт изучения состава вольфрамита методом микротвердости на приборе ПМТ-3. Тезисы доклада. Федоровская научная сессия, посвященная 50-летию открытия дифракции рентгеновских лучей. Петрозаводск.

Кузьменко М. В., Е. И. Максимюк, Н. А. Акелин. 1964. Особенности концентрации тантала в эндогенных месторождениях гранитоидных формаций. Краткие сообщения о научно-исследовательских работах за 1964 г. М., ИМГРЭ.
Кэмерон Ю. Н. 1966. Рудная микроскопия. М., изд. «Мир».
Сырицо Л. Ф., Н. А. Иванова. 1963. К вопросу об определении состава вольфрамита по его твердости. Вестник ЛГУ, № 24, сер. геология и география, вып. 4.
Четырбоцкая И. И. 1966. Танталоносность вольфрамитов и касситеритов. «Геология рудных месторождений», т. 8, № 3.
Beugnie A. 1966—1967. Contribution à l'etude des wolframites. Ann. Soc. Geologique de Belgique, t. 90, bull. 2.
Toubeau G. 1963. Proprietes optiques des wolframites en diascope infrarouge. Ann. Soc. Geologique Nord, t. 84.
Young B. B., A. P. Millman. 1964. Microhardness and deformation characteristics of ore minerals. Bull. Inst. Min. Met. Frans., t. 73.

О СТРУКТУРНЫХ РАЗЛИЧИЯХ В РЯДУ ГЮБНЕРИТ — ФЕРБЕРИТ

Т. А. Соседко-Лукьянова

Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт

В практике рентгеноструктурного анализа мы столкнулись с необходимостью внести некоторые коррективы в существующие методы рентгеновской диагностики минералов группы ферберит—гюбнерит.

Для того чтобы вывести зависимость всех четырех параметров элементарной ячейки вольфрамитов от содержания $MnWO_4$ (мол.%), сняты и рассчитаны дебаэграммы для десяти химически проанализированных вольфрамитов разного состава — от ферберита до гюбнерита (табл. 2). Так как в литературе нет полного набора индексов для рентгенограмм этих минералов, то дебаэграммы крайних по составу разновидностей (обр. 2 — ферберит и 10 — гюбнерит) проиндицированы (табл. 1). Для всех рефлексов ферберита рассчитаны структурные факторы и интенсивность, чтобы оценить качество и пригодность рефлексов при наложении на случай их использования при определении параметров элементарной ячейки (табл. 1). Для некоторых установлена таким образом их практически нулевая значимость.

Индицирование показало, что ферберит (обр. 2, табл. 1, рис. 1) дает картину моноклинного минерала с углом $\beta = 90°$ (близко к ромбической). У гюбнерита (обр. 10, табл. 1, рис. 1) четко фиксируется раздвоение рефлексов типа *hkl* и *hol*, характерное для моноклинного минерала и отчетливо проявляющееся на дебаэграммах, снятых в камерах 143 *мм* и даже в камере диаметром 57,3 *мм*. Максимальный наблюдаемый нами угол $\beta = 90°52'$.

Параметры элементарной ячейки *a, b, c* у ферберита рассчитывались по рефлексам 200, 020, 002, 030. В тех случаях, когда $\beta \neq 90°$, по 200 и 002 получали $a \sin \beta$ и $c \sin \beta$. Съемка производилась в камере РКЭ, смонтированной для регистрации малых углов; этот метод дает возможность экспрессно получать с точностью не менее ±0,005 Å параметры *a, b, c* по простым индексам. Использован железный антикатод, расстояние образец—пленка $(d) = 83$ *мм*, угол $\gamma = 204°$, кварц в качестве внутреннего стандарта. При расчете *d* использовались линии кварца 110 (2,456 Å) и 102 (2,281 Å). Один образец снимался и рассчитывался три раза. На предметное стекло, смазанное вазелином, наносился и притирался слой истертого образца, смешаного с кварцем (1 : 1). Точность определения линейных параметров ±0,005 *кХ*. Полученные сним-

Таблица 1

Межплоскостные расстояния гюбнерита (№ 10) и ферберита (№ 2)

Гюбнерит № 10				Ферберит № 2				Интенсивность I	
I	d_α/n изм.	d_α/n теор.	hkl	I	d_α/n изм.	d_α/n теор.	hkl	Теор. $=LPG\cdot F^2\cdot H$	Эксп. (дифр.)
5	5,69	5,76	010	4	5,67	5,71	010	21	23
4	4,79	4,82	100	4	4,73	4,76	100	26	28
5	3,77	3,77	011	4	3,74	3,74	011	33	31
5	3,69	3,70	110	4	3,65	3,66	110	25	33
9	2,993	2,987	111						
10	2,946	2,955	111	10	2,944	2,945	111	100	100
10	2,877	2,880	020	6—7	2,856	2,857	020	8	50
9	2,494	2,495; 2,494	002: 021	5	2,477	2,481; 2,475	002; 021	14; 18	38
3	2,411	2,411	200	3	2,375	2,381	200	10	14
2	2,234	2,225; 2,230	210; 102						
6—7	2,203	2,202; 2,209	102; 121	5	2,195	2,198; 2,200, 2,196	210; 102; 121	1; 3; 15	24
1	2,083	2,079	112						
3	2,053	2,057	112	3	2,053	2,054	112	11	8
3	2,017	2,021	211	3	2,005	2,010	211	10	9
4	1,919	1,920	030	4	1,904	1,905	030	2	10
4	1,884	1,885	022	4	1,874	1,873	022	5	9
4	1,847	1,849	220	4	1,827	1,829	220	5	9
10	1,780	1,784	130	8	1,767	1,769	130	13	26
2	1,752	1,747	202; 122						
2	1,740	1,742: 1,735	221; 122	1	1,740	1,736	122	6	6
6ш	1,720	1,721; 1,728	202; 221	9ш	1,711	1,718; 1,716	202; 221	16; 23	32

2ш	1,677	1,677; 1,682	131; 131	1	1,666	1,666	131	2	1—2
2ш	1,599	1,607: 1,598	300; 013	2	1,587	1,587	300; 013	1; 2	5
05—1	1,548	1,548	310						
4—5	1,525	1,523; 1,523, 1,522	113; 301; 032	5ш	1,507	1,512; 1,507; 1,511	113; 032	11; 2	17
2	1,511	1,511	113						
2	1,497	1,494	222						
2	1,485	1,491	311	1	1 488	1,487	230	2	5
4—5	1,471	1,477; 1,467	222; 311	1ш	1,462	1,461	311	12	11
4	1,457	1,455	132	5	1,441	1,440	132	14	15
7ш	1,441	1,447; 1,440; 1,440; 1,442	132; 230; 040; 231; 231	2	1,432	1,429; 1,432	040; 023	1; 6	5
9	1,382	1,383; 1,379; 1,380; 1,380	041; 203; 140; 123	6—7	1,374	1,368; 1,371; 1,373	140; 123; 041	0; 1; 5; 5	
1	1,356	1,359; 1,360	203; 302						
1	1,343	1,341; 1,342	213; 302	1	1,333	1,334	302	2; 5	
5	1,327	1,328; 1,331; 1,323	141; 141; 213	4	1,317	1,322; 1,321	213; 141	3; 3	
2ш	1,291	1,281	232						
2	1,278	1,271	232	2ш	1,277	1,276	232	3	
3	1,246	1,247; 1,247	004; 042	1	1,243	1,240; 1,238	004; 042	2; 0	
4	1,230	1,237	330	3ш	1,220	1,220	330	1	
4	1,202	1,205	400	5—6	1,189	1,190	400	2	
3	1,443	1,144	024	1	1,121	1,123	313	5	
6—7	1,119	1,120; 1,117; 1,120	233; 124; 150	2—3	1,112	1,111; 1,114	150; 051	1; 2	
4	1,109	1,110; 1,110; 1,112; 1,110	233; 124; 420; 332	2—3	1,099	1,100; 1,099; 1,098	204; 420; 242	3; 4; 1	
4	1,099	1,101; 1,100	204; 332	1	1,094	1,094	332	5	
5—6	1,089	1,089; 1,093; 1,094	043; 151; 204	4	1,084	1,081; 1,084; 1,082	214; 151; 043	1; 3; 1	
1	1,075	1,073	340						
1	1,064	1,066	323	2	1,072	1,073	421	3	
2	1,043	1,046; 1,046	034; 052	2р	1,039	1,040; 1,040	052; 034	1; 2	
1	1,023	1,021; 1,023	152; 152	5р	1,015	1,016; 1,017	152; 134	2; 5	

ки отчетливо выявляют разницу между гюбнеритом, ферберитом и вольфрамитом (рис. 2).

Для расчета угла β на дифрактометре записывались рефлексы 202 и 20$\bar{2}$; по рядом лежащей линии 030 в качестве контроля определялся параметр *b* (рис. 3).

Значения параметров элементарной ячейки исследованных вольфрамитов, расположенные в порядке увеличения процентного содержания $MnWO_4$, и соответствующий каждому образцу состав MnO и FeO представлены в табл. 2.

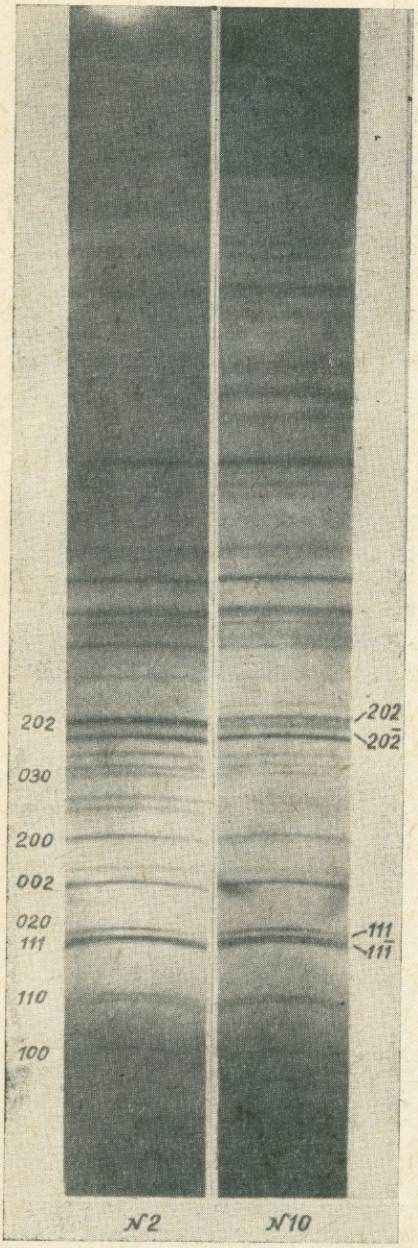


Рис. 1. Дебаэграммы ферберита (№ 2) и гюбнерита (№ 10).
D = 143 *мм*, Cu, с Ni-фильтром, 38 *кв*, 6 *ма*, 9 *ч*.

Для исследованных вольфрамитов получены графики зависимости параметров (*a, b, c*) элементарной ячейки от химического состава (рис. 4). Наиболее четко выражена зависимость параметра *a* от содержания $MnWO_4$ (мол.%). С ростом количества $MnWO_4$ параметр *a* постепенно увеличивается от 4,74 до 4,82 *кX*. Наличие такой зависимости дает возможность с точностью не более ±5% (мол.) определить соотношение $MnWO_4$ и $FeWO_4$ в составе вольфрамитов.

При переходе от ферберита к гюбнериту постепенно увеличивается угол β. В результате при описанных условиях эксперимента (дифрактометр РКЭ с указанными режимами работы) удалось зафиксировать тот факт, что в вольфрамитах, содержащих до 50% $MnWO_4$, рефлексы типа *hkl* и *hol* практически не разделимы, от 50 до 100% $MnWO_4$ фиксируется раздвоение этих рефлексов на *hkl* и $hk\bar{l}$ и *hol* и $ho\bar{l}$. Максимальное раздвоение у гюбнерита соответствует углу β = =90°53′. Величина расщепления (угол β) также может быть использована для определения Mn и Fe в вольфрамитах.

Использованный нами метод определения параметров не чувствует влияния примесей типа Ta, Nb и др., несмотря на его достаточную точность.

В связи с полученными нами данными следует проанализировать основные известные методы рентгеновской диагностики минералов ряда ферберита—гюбнерита. По методу Штарке (Starke, 1959) предлагается регистрировать на дифрактометре рефлекс 171 с корректировкой по 640 NaCl. Угол θ_{171} на Cu

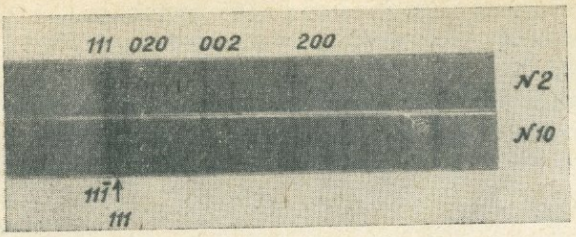


Рис. 2. Рентгенограммы ферберита (№ 2), и гюбнерита (№ 10), снятые в камере РКЭ.

Хим. анализ в табл. 2.

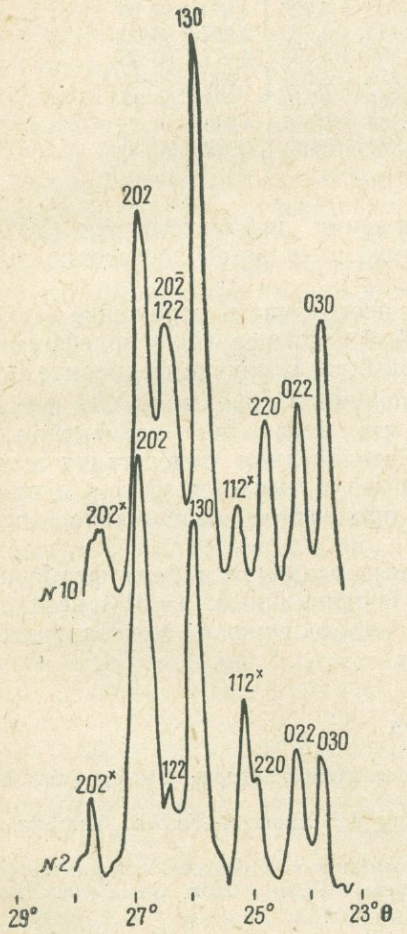


Рис. 3. Дифрактограммы ферберита (2) и гюбнерита (№ 10).

202^x, 112^x — пики эталонного кварца. Cu, 1°/*мин*, 1200 *мм*/*ч*, 200, RC — IV, УРС-50ИМ.

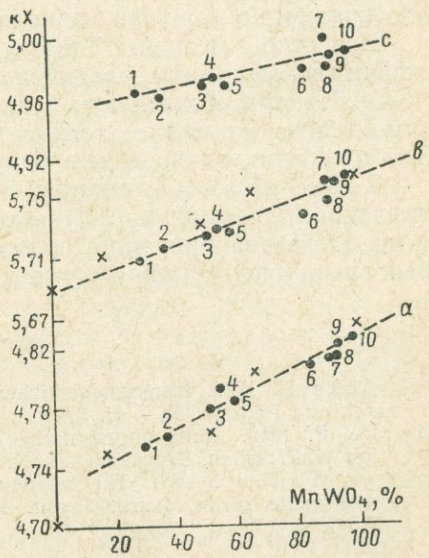


Рис. 4. Зависимость параметров *a*, *b*, *c* от содержания $MnWO_4$ в вольфрамитах.

x — Михеев (1957). Цифры *1* — *10* соответствуют номерам образцов в табл. 2.

колеблется в пределах от 74°,35 (у гюбнерита) до 76°,35 (у ферберита). Нам кажется, что этот метод имеет ряд недостатков.

1. У ферберита угол $\beta=90°$, у гюбнерита $\beta\approx91°$. Эти различия приводят к тому, что линии типа *hkl и hol* в гюбнеритах расщепляются на *hkl* и $hk\bar{l}$, *hol* и $h\bar{o}l$. Таким образом, помимо рефлекса 171 возникает рефлекс $17\bar{1}$ неизвестной интенсивности. В результате затруднительно определить, что именно мы замеряем в случае гюбнерита.

Таблица 2

Содержание MnO, FeO и параметры *a*, *b*, *c*, β элементарной ячейки вольфрамитов, *кХ*

№ обр.	MnO	FeO	% $MnWO_4$	*a*	*b*	*c*	β
1	6,89	16,49	29	4,753	5,737	4,965	90°
2	6,84	11,79	37	4,761	5,715	4,960	90
3	12,20	10,94	51	4,778	5,716	4,968	90°20′
4	12,76	10,55	55	4,792	5,726	4,974	90 20
5	11,48	7,88	59	4,782	5,723	4,967	90 30
6	18,81	3,69	84	4,805	5,733	4,977	90 36
7	21,30	2,33	91	4,810	5,759	4,999	90 43
8	21,01	1,81	92	4,811	5,743	4,978	90 44
9	21,89	1,60	93	4,820	5,756	4,986	90 52
10	21,00	0,34	98	4,822	5,760	4,989	90 50

2. На имеющихся в нашем распоряжении дифрактометрах (УРС-50-ИМ) линия 171 получается часто плохо и является достаточно широкой и малоинтенсивной.

Шрёке (Schröcke, 1960) предлагает использовать отражение (111). Им выведена зависимость разницы углов θ рефлекса (111) вольфрамита и 101 касситерита от состава вольфрамита. В случае ферберита это обосновано, но в случае гюбнерита мы получаем пару линий 111 и $11\bar{1}$.

Известно (Kotoyo Takano, 1957), что параметры элементарной ячейки вольфрамита увеличиваются с увеличением содержания марганца. Но при составлении зависимости не учитывается угол β и принимается во внимание только весовое процентное содержание MnO. Для практики это не достаточно удобно.

Таким образом, учитывая структурные различия в ряду ферберит (псевдоромбический, $\beta=90°$)—гюбнерит (моноклинный, $\beta=91°$), необходимо дифференцированно подходить к определению их констант элементарной ячейки (параметров *a*, *b*, *c*, β).

ЛИТЕРАТУРА

Schröcke H. 1960. Isomorphiebeziehungen in der Wolframitgruppe. Beitrage zur Mineral. und Petrogr., B. 7, H. 3.

Starke R. 1959. Röntgenographische Bestimmung der Hübnerit—Ferberit Verhältnisses Wolframiten. Bergakademie, Nr. 1.

Kotoyo Takano. 1957. The relation latice constants and chemical components in wolframite series. Journ. Japan. Assoc. Mineral., Petrol., Econ. Geol., vol. XLI, No 1.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ РАБОТЫ В ОБЛАСТИ МОДЕЛИРОВАНИЯ ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССОВ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

О ВРЕМЕНИ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ МОБИЛИЗАЦИИ, ПЕРЕНОСА И ОТЛОЖЕНИЯ ВОЛЬФРАМА И ОЛОВА В ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ

(на примере внутригранитных камерных пегматитов)

А. И. Захарченко

Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт

Внутригранитные камерные пегматиты, на примере которых наиболее отчетливо прослеживаются время и физико-химические условия мобилизации, переноса и отложения вольфрама, олова и других редких металлов, обычно сосредоточены в апикальных частях гранитных массивов тех же петрохимических интрузивных комплексов, с которыми тесно связаны месторождения этих металлов (особенно грейзеновой, скарновой, кварц-редкометальной формаций, частью пегматиты). В Центральном Казахстане это в основном Акчатауский (пермский) интрузивный комплекс, с одними массивами которого связаны многие крупные месторождения вольфрама и молибдена, а с другими — полноразвитые камерные пегматиты Кента, Бектау-Ата, Бес-Оба и др. В Забайкалье это в основном Харалгинский и Кукульбейский (позднеюрские) интрузивные комплексы, с массивами которых, с одной стороны, связаны также многие крупные месторождения олова и вольфрама, а с другой — камерные пегматиты Адун-Чолона, Саханая и др. В Калбо-Нарымском районе — это Калибинский и Монастырский интрузивные комплексы, а на Волыни (Украина) — Коростеньский комплекс, с которыми также, с одной стороны, связаны месторождения вольфрамита, касситерита, молибденита и др., а с другой — камерные пегматиты.

Такие специализированные на редкие металлы и на камерные пегматиты интрузивные комплексы гранитоидов отличаются от средних (нормальных) гранитов пересыщенностью кремнеземом, часто глиноземом, повышенными количествами щелочных металлов (особенно калия), а также лития, рубидия, галогенидов, особенно фтора, и часто (особенно в конечных фациях) в несколько раз большим содержанием самих редких металлов, рассеянных главным образом в полевых шпатах, отчасти в цветных минералах. Часто такие граниты являются лейкократовыми, иногда даже аляскитовыми (Казахстан) (рис. 1.).

Камерные пегматиты локализуются в самых апикальных частях гранитных массивов, обычно в наиболее поздних и наиболее специализированных на редкие металлы их фазах, в пологокупольных выступах массивов, т. е. в местах скопления летучих под экраном перекрывающих пород (рис. 1). Однако в связи с теми гранитными массивами, где наблюдаются большие скопления хорошо развитых камерных пегматитов с крупными минерализованными полостями, несмотря на весьма благоприятную петрохимическую обстановку нет крупных промышленных скоплений (месторождений) вольфрама, олова и других редких метал-

лов, хотя часто встречаются их мелкие проявления. И наоборот, в тех гранитных массивах, с которыми связаны крупные промышленные месторождения отмеченных редких металлов, нет значительных скоплений хорошо развитых камерных пегматитов с крупными полостями, хотя очень часто встречаются небольшие, преимущественно бесполостные шлировые и уплощенные пегматиты. Последние даже являются весьма благоприятным поисковым признаком на специализированные в отношении редких металлов гранитные массивы и даже на сами месторождения вольфрама, олова, молибдена. К сожалению, на эти признаки до сих пор мало обращается внимания.

Отмеченный антагонизм между хорошо развитыми камерными пегматитами с крупными минерализованными полостями и редкометальными

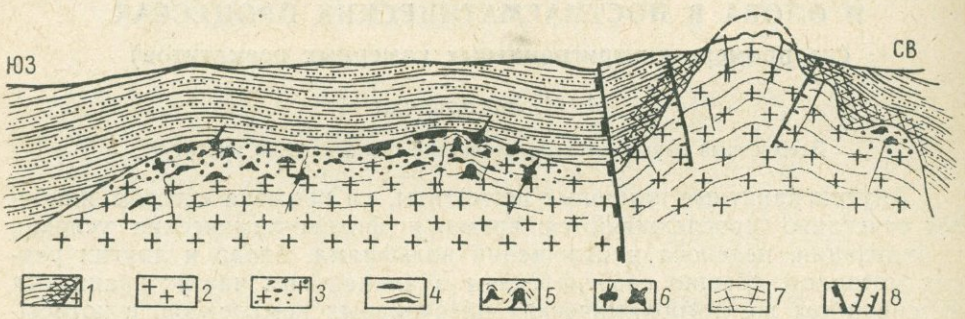


Рис. 1. Схематический разрез Бектауатинского пегматитоносного гранитного массива (Центральный Казахстан).

В пологокупольной левой (юго-западной) части сосредоточение летучих и камерных пегматитов. *1* — вмещающие (перекрывающие) эффузивно-осадочные породы; *2* — граниты лейкократовые средне- и крупнозернистые (с залежами, штоками, жилами мелкозернистых); *3* — граниты апикальной части, насыщенные летучими (газовыми включениями) и пегматитами; *4 — 6* — пегматиты (уплощенные и камерные штокообразные и неправильной формы); *7* — контракционные трещины отдельности; *8* — тектонические разломы

месторождениями объясняется тем, что, как показали наши детальные исследования (Захарченко, 1965, 1967), а также исследования других (Барсуков, 1966; Сущевская, Иванова, 1967), крупные месторождения вольфрама, олова и других редких металлов образуются лишь в связи с теми гранитными массивами, которые формировались в достаточно подвижных тектонических условиях, когда могли интенсивно циркулировать постмагматические растворы, мобилизовывая из окружающих пород и накапливая отмеченные металлы. Хорошо же развитые камерные пегматиты, особенно с крупными минерализованными полостями, образуются и скапливаются, наоборот, в массивах гранитов или в тех их участках, которые формировались в наиболее спокойных условиях. Чем в более спокойных, почти застойных условиях происходило формирование гранитов, тем в них при прочих благоприятных условиях образуются более развитые камерные пегматиты с крупными полостями, минерализованными более крупными кристаллами кварца, полевых шпатов, флюорита, топаза, берилла, а иногда также очень крупными (до 3—5—10 *см*), совершенными по огранке и чистоте (уникальными) кристаллами вольфрамита, касситерита, молибденита и др. (рис. 2).

Однако вследствие очень узкого фронта мобилизации накопление последних происходит в весьма небольших количествах (до нескольких килограммов), несмотря на то что именно здесь, в апикальных, наиболее пегматитоносных частях массивов, граниты являются наиболее обогащенными мобилизаторами и переносчиками редких металлов: щелочами (особенно калием) и галогенами (особенно фтором), а также самими редкими металлами. При значительных колебаниях в содержа-

ниях и трудностях аналитических определений все же удается установить, что количество рассеянного вольфрама во вмещающих гранитах достигает 15—25 и даже 30 *г/т* (Бектау-Ата), а олова — 10—15—20 *г/т* (Коростеньский массив и др.) вместо среднего для гранитов содержания — 3—5 *г/т*. В камерных пегматитах благодаря спокойным условиям и очень широкому термодинамическому диапазону их формирования (от магматических расплавов через пневматолиты до средне- и низкотемпературных гидротерм) прекрасно прослеживаются взаимоотноше-

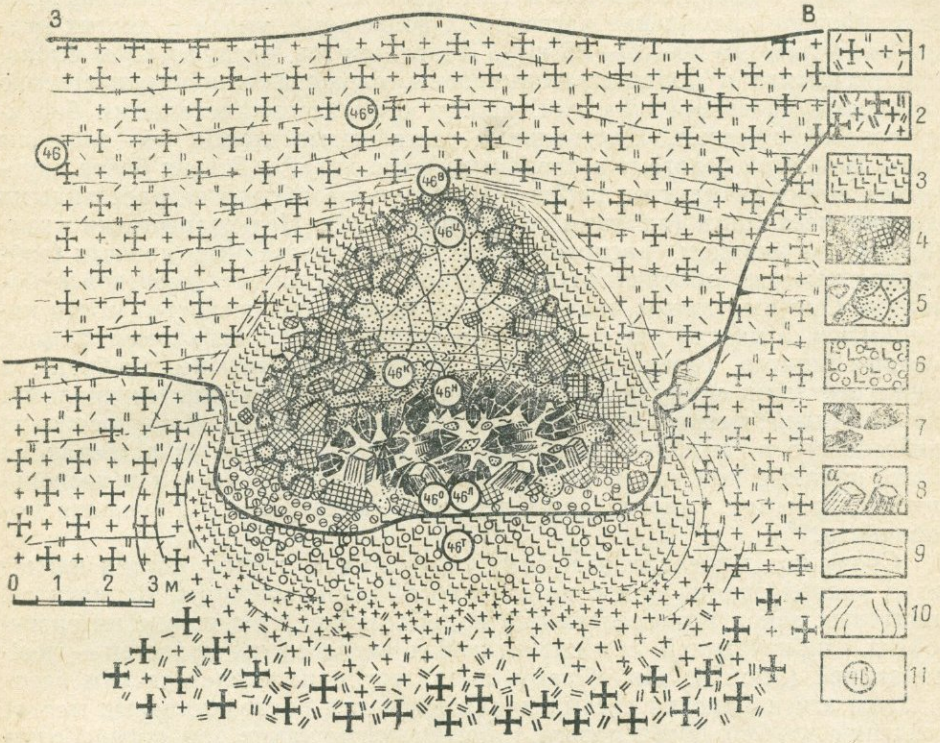


Рис. 2. Разрез округлого пегматитового тела Коростеньского плутона (Украина, Волынь) с камерой-полостью, минерализованной кристаллами кварца, полевых шпатов, часто топаза, иногда касситерита и молибденита.

Под полостью зона выщелачивания и альбитизации. *1* — граниты среднеовоидные биотит-роговообманковые; *2* — граниты меланократовые переработанные; *3* — зона графического пегматита; *4* — зона блокового пегматита; *5* — кварцевое ядро; *6* — зона выщелачивания и альбитизации; *7* — кристаллы кварца; *8* — кристаллы полевого шпата (*а*) и топаза (*б*), здесь же внизу полости встречаются кристаллы касситерита и молибденита; *9 — 10* — контракционные трещины отдельности; *11* — места взятия проб для анализов растворов.

ния и последовательность образования всех структурно-минералогических зон, относительное время и условия мобилизации компонентов, переноса и отложения многих минералов, в том числе вольфрамита и касситерита. Именно благодаря спокойным условиям формирования в минералах камерных пегматитов заключено большое количество иногда очень крупных включений былых минералообразующих расплавов и растворов, которые помогают восстановить физико-химические условия формирования как самих пегматитов, так и заключенных в них минералов.

Представительные камерные пегматиты, в которых помимо других минералов заключены наиболее крупные выделения и кристаллы вольфрамита, отмечены нами в ряде гранитных массивов Центрального Казахстана, особенно в Бектауатинском, Кентском, Каибском, а касси-

рита — в Коростеньском массиве на Волыни (рис. 2), частью в Адун-Чолонском в Забайкалье. Как видно на фотографиях, камерные пегматиты в соответствии со спокойными условиями образования имеют округло-изометрическую или штокообразную, но не инъекционную форму (размеры до 15—25 *м* в диаметре) и являются очень хорошо дифференцированными, зональными, бескорневыми. Наружные зоны мощностью от десятков сантиметров до нескольких метров (мощность зоны увеличивается в нижних частях пегматитовых тел) образованы аплитом, часто с метакристаллами кварца и графическим пегматитом. Здесь, судя по количественным спектральным анализам, наблюдается максимальное накопление рассеянных вольфрама, олова и других редких металлов (до 20—30—35 *г/т*). Далее, внутрь, следуют зоны блокового пегматита и полевошпатовые зоны, сложенные преимущественно калиевыми полевыми шпатами, иногда с блоками-кристаллами биотита, роговой обманки. Центральные части пегматитовых тел сложены зоной (ядрами) белого или слабодымчатого кварца. В этих более внутренних зонах пегматитов наблюдается сильное обеднение рассеянными редкими металлами (единицы граммов на 1 $м^3$). Под кварцевыми ядрами, как под экраном, располагаются минерализованные полости (собственно камеры) объемом от кубометров до нескольких десятков кубометров. Они выполнены часто очень крупными (по несколько сотен килограммов, а иногда даже тонн и десятков тонн) кристаллами кварца, полевых шпатов (преимущественно микроклина, меньше альбита), а также светлыми слюдами, флюоритом, топазом и другими минералами, характерными именно для редкометальных месторождений, особенно грейзенового и кварцево-грейзенового типов. В камерах встречаются также крупные кристаллы вольфрамита, касситерита (весом до нескольких килограммов, иногда даже десятков килограммов), меньше молибденита.

Сразу под минерализованными полостями в донных частях пегматитов располагаются зоны интенсивного выщелачивания пегматитов, аплитовых зон и непосредственно подстилающих гранитов с интенсивной их альбитизацией, серицитизацией и около самих полостей — грейзенизацией (рис. 2). По общему характеру и парагенетическим ассоциациям эти изменения весьма характерны для редкометальных месторождений альбито-грейзенового типа. Размеры таких зон переработки обычно в 2—4 раза превышают размеры минерализованных полостей. Тщательные анализы и расчеты (Захарченко, Труфанов, 1964, и др.) показывают, что именно эти зоны переработки пегматитов и гранитов, а также участки современных полостей являлись основными поставщиками материала для образования в полостях кристаллов кварца, калиевых полевых шпатов, флюорита, топаза, берилла, а также вольфрамита, касситерита и других редкометальных минералов. В зонах выщелачивания и альбитизации, а также в основных минералах полостей содержание рассеянных редких металлов падает до следов или вовсе исчезает (они все мобилизованы для образования крупных кристаллов касситерита, вольфрамита и др.), в то время как в непосредственно подстилающих и окружающих неизмененных гранитах и аплитах оно остается повышенным (фоновым).

В минерализованных полостях пегматитов выделение кристаллов редкометальных минералов происходит лишь в строго определенное время, что обнаруживается по их взаимоотношению с кварцем, особенно в наиболее полнозональных кристаллах последнего (рис. 3). Уникальные кристаллы кварца с одновременным выделением касситерита встречаются в пегматитах Волыни, а вольфрамита — в пегматитах Бектау-Аты (Казахстан). Как видно на рис. 3, наиболее полнозональные

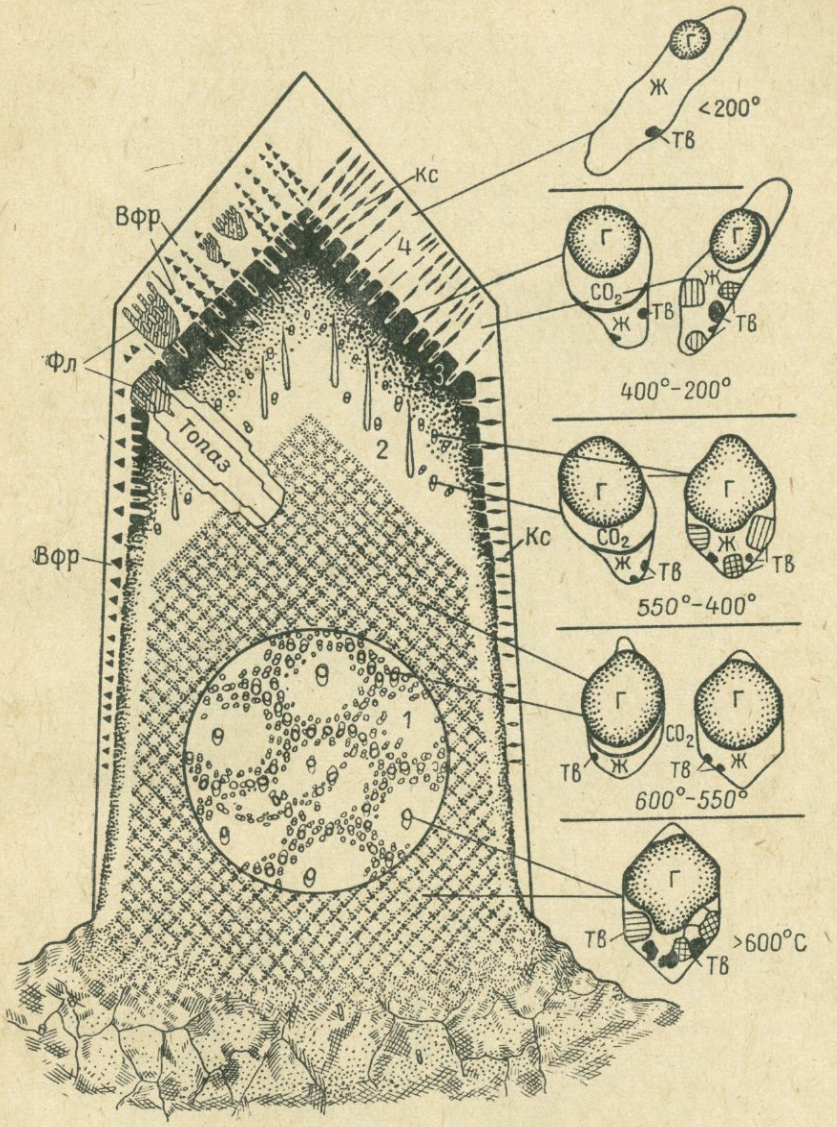


Рис. 3. Кристалл многозонального кварца из полости волынских пегматитов.

1 — внутренняя зона „сотового" кварца, образованного при температуре выше 600°С и претерпевшего α → β-трансформацию. В круге—детали строения „сотового" кварца. „Соты" образованы вторичными существенно газовыми включениями (600 — 550°С) малой плотности, а между ними иногда встречаются первичные включения растворов (> 600°С); *2* — зона „ледяного" кварца с существенно газовыми включениями; *3* — зона мориона с переходными включениями от существенно газовых к существенно жидким (500—350°С); *4* — зона дымчатого и бесцветного кварца с существенно жидкими включениями гидротерм (ниже 350°С); *Кс* — касситерит и *Вфр* — вольфрамит, отложившиеся одновременно с кварцем (от 450—400 до 200°С); *Фл* — флюорит, отложившийся одновременно с топазом и кварцем (и одновременно и после касситерита и вольфрамита).

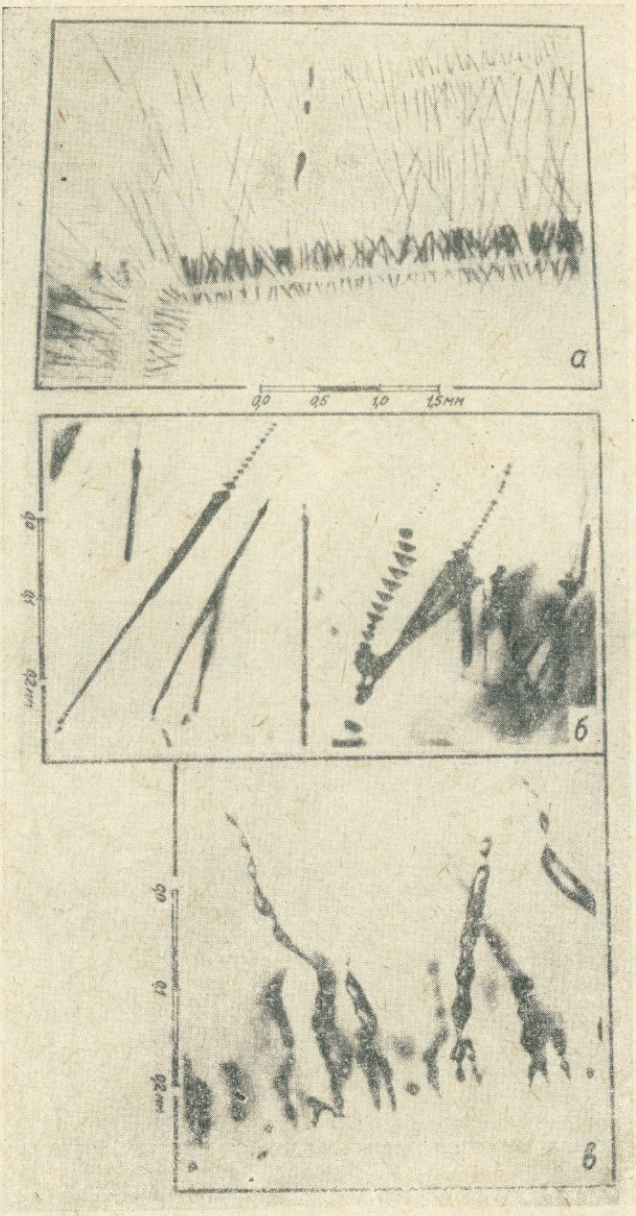


Рис. 4. Нитевидные (*а*), пирамидальные и призматические (*б*), а также сосульковидные (*в*) образования касситерита (вольфрамита) в кварце одновременной кристаллизации с пульсационными зонами усиленного их выпадания. Фото В. А. Калюжного.

кристаллы кварца состоят из внутренней зоны „сотового" строения, образованной при температурах выше 600° С и претерпевшей α→β-трансформацию; далее следуют зоны так называемого „ледяного" кварца, дымчатого и мориона и, наконец, наружная зона позднего слабодымчатого и бесцветного кварца. Касситерит и вольфрамит выделялись в конце кристаллизации мориона и в основном при кристаллизации слабодымчатого и бесцветного позднего кварца (на рис. 3 они отмечены соответственно *Кс* и *Вфр)*. Раньше металлов выделялось основное количество топаза (в интервале от „сотового" до слабодымчатого кварца) и почти одновременно с касситеритом и вольфрамитом и после них — основное количество флюорита (на рис. 3 — *Фл)*. Одновременный рост касситерита с кварцем очень наглядно виден на фото (рис. 4), любезно предоставленном нам В. А. Калюжным, который эти взаимоотношения изучал наиболее детально.

Как видно на фото (рис. 4, *а)*, касситерит (и вольфрамит) представлены в кварце нитевидными и игольчатыми формами, образуя зоны кварца, то более насыщенные касситеритом (вольфрамитом), то с почти полным отсутствием последних. При больших увеличениях микроскопа видно, что касситерит (и вольфрамит) образуют в кварце правильные треугольники (рис. 4, *б)* и сосульковидные образования (рис. 4, *в)*, свидетельствующие о весьма частых колебаниях в скоростях выпадения касситерита (и вольфрамита) и кварца. Именно в соответствии с отмеченными периодами (временем) роста позднего оловоносного (вольфрамоносного) кварца образуются и крупные, уникальные по величине, огранке и чистоте, кристаллы вольфрамита, касситерита и молибденита в полостях пегматитов. Таким образом, на примере пегматитоносных гранитов и особенно внутригранитных камерных пегматитов довольно отчетливо видно накопление вольфрама, олова и других редких металлов в наиболее поздних аплитовых породах и аплитовых зонах пегматитов. Далее наблюдается значительное обеднение ими внутренних основных зон пегматитов (особенно кварцевых ядер), и после этого перерыва происходит резкое накопление указанных элементов уже в виде самостоятельных минералов (вольфрамита, касситерита и др.). Чем же обусловлено время и те резкие изменения в накоплении, в мобилизации, переносе и концентрации редких металлов (особенно в виде самостоятельных минералов), которые так ярко наблюдаются на примере камерных пегматитов и, очевидно, осуществляются при формировании промышленных месторождений? Какими физико-химическими причинами они вызываются и в каких условиях протекают? На эти весьма сложные вопросы в значительной мере дают или подсказывают ответы детальные исследования тех первичных включений остатков расплавов и особенно растворов, которые в изобилии и в наиболее крупных, достаточных для разносторонних исследований, формах встречаются в камерных пегматитах, особенно в более прозрачных минералах: в кварце, топазе, флюорите и др. (рис. 5).

В зернах кварца (особенно темного) вмещающих гранитов, в аплитовых и графических зонах пегматитов в виде первичных встречаются газово-отвердевшие включения остатков расплавов (рис. 5, *1)*. Они содержат 10—30 и даже 40% газовой фазы, количество которой увеличивается внутрь пегматитов, в остальном это отвердевшие, в значительной мере раскристаллизованные остатки расплавов. Для таких включений характерно отсутствие жидких фаз водных растворов. При нагревании газово-отвердевшие включения начинают плавиться при 700°С, интенсивно и полностью плавятся при 800—900°С с почти полным (до 20—30%) растворением газовой фазы и с образованием очень газонасыщенных (подвижных) расплавов. Во внутренних зонах пегма-

титов отмечаются включения более газонасыщенных, более легкоплавких расплавов, накапливающих щелочи, фтор, литий. При закалке возникшие расплавы вскипают с образованием стекол, богатых мелкими пузырьками газов. Именно в поздних фазах и фациях гранитов, аплитов и в мелкографических пегматитах, где происходит накопление включений наиболее газонасыщенных, наиболее легкоплавких расплавов, наблюдается увеличение содержания рассеянных редких металлов. Отсюда можно сделать вывод о том, что, вероятно, накопление редких металлов, в том числе вольфрама, происходит в наиболее легкоплавких остаточных расплавах.

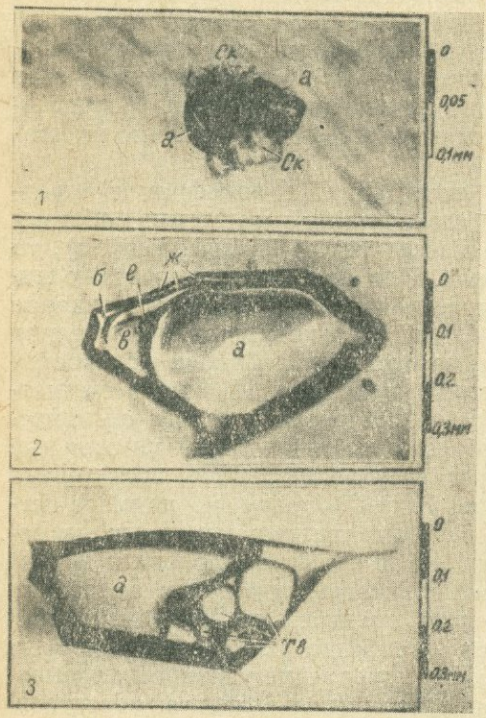


Рис. 5. Первичные включения отвердевших расплавов, газовых и жидких растворов в гранитах и их камерных пегматитах.

1 — газово-отвердевшее включение былых расплавов в зернах кварца гранитов и краевых зон пегматитов Кента (Казахстан); *2* — существенно газовое многофазовоо включение в кварце из внутренних зон пегматитов (кварц ядра и ранних зон кристаллов); *3* — многофазовое включение в топазе из минерализованной полости пегматита Волыни (Украина); *а* — газ; *б* — водный раствор; *в* — жидкая углекислота; *тв*, *е*, *ж* — твердые фазы различных минералов (галит, сильвин, эльпасолит, криолит, флюорит, альбит, гематит и др.); *Ск* — раскристаллизованное стекло (остатки расплава).

В более внутренних зонах пегматитовых тел: в апографической, блоковой зонах, а также в мономинеральной полевошпатовой зоне и кварцевых блоках-ядрах в виде первичных встречаются многофазовые, преимущественно газовые включения (рис. 5, *2*). При нагревании отмеченные включения гомогенизируются в газовую фазу, что свидетельствует о решающей роли газовых растворов при формировании основных внутренних зон пегматитов.

В минерализованных полостях в наиболее ранних зонах сотового и ледяного кварца (рис. 3), в раннем берилле и топазе (рис. 5, *3*) в виде первичных все еще встречаются существенно газовые включения, но с увеличивающейся долей жидкой фазы водных растворов (до 30—40%) и высокой, увеличивающейся концентрацией твердых фаз минералов-узников, особенно легкорастворимых галогенидов щелочей, щелочных силикатов и др. При нагревании большинство твердых фаз растворяется и включения гомогенизируются в газовую фазу высокой плотности, почти не отличимой от жидкой (образуются флюиды). Резко преобладающие в сотовом кварце существенно газовые включения малой плотности, образующие „сотовые" структуры, являются вторичными, образованными по залеченным усадочным трещинам, возникшим при трансформации $\alpha \rightarrow \beta$-кварца (600° С) и вскипании плотных флюидов.

В большей части мориона, в позднем берилле и топазе в виде первичных включений наблюдаются переходные от газовых или флюидных к жидким, гидротермальным, растворы, тоже очень концентрированные (до 30—40—50%). При нагревании они гомогенизируются уже в жид-

кую фазу при температурах 500—400° С. По характеру минерализации и другим признакам в этот период начинают максимально развиваться процессы альбитизации и грейзенизации расположенных под полостями пегматитов, аплитов и прилегающих гранитов. С этим же периодом связано появление первых признаков выпадения в полостях (и в зонах кристаллов кварца) собственных минералов редких металлов — вольфрамита и касситерита.

В более поздних зонах мориона и далее, в наружных зонах дымчатого и бесцветного кварца, в виде первичных распространены включения уже существенно жидких растворов (рис. 3) с постепенным падением концентрации солей (минералов-узников). Эти включения при нагревании гомогенизируются в жидкую фазу при температурах (от внутренних к наружным зонам кварца) от 450—400 до 300—200° С. В этот период развиваются максимальные процессы выщелачивания и переработки пород под полостями, а также происходит основное выпадение вольфрамита и касситерита (иногда молибденита), особенно в интервале температур от 400—380 до 250° С. После их выпадения в некоторых случаях на кристаллах кварца имеются последующие зоны послерудного бесцветного низкотемпературного кварца, а также флюорита с низкотемпературными, преимущественно двухфазовыми включениями (ж+г), характеризующимися резким преобладанием жидкой фазы водных растворов и гомогенизирующимися при 200—150 до 100° С. В этом низкотемпературном кварце иногда наблюдаются одновременные выделения флюорита, реже пирита.

Таким образом, на примере камерных пегматитов, как ни на каких других телах, удается путем изучения включений под микроскопом и их гомогенизации при нагревании проследить эволюцию температур и смену характера магматогенных растворов от поздних остаточных расплавов через газовые растворы к гидротермам.

Из этих наблюдений видно, что основные зоны пегматитов формировались при весьма высоких температурах — выше 600—650° С (до образования сотового кварца в полостях). Вначале их образование происходило при участии остаточных расплавов с обилием летучих (внешние зоны), а затем при ведущей роли газовых растворов (внутренние зоны). При этом вольфрам и олово (и другие тяжелые металлы) не дистиллировались (не выделялись) из магматических расплавов вместе с выделением первоначальных газовых растворов. Только лишь с увеличением роли водных растворов и с развитием гидротермальных процессов, т. е. после становления гранитов и основных зон пегматитов, развивались интенсивные процессы мобилизации, переноса и отложения редких металлов в виде самостоятельных минералов. Такое различное состояние растворов (газ—гидротермы) с резко различной ролью в мобилизации, переносе и отложении редких тяжелых металлов подтверждается и в значительной мере объясняется изучением их флюидности (соотношения водных растворов и легколетучих газов) и особенно химического состава.

Флюидность (соотношение газов и водных растворов) определялась путем выпуска содержимого включений при их перегревах и разрывах в стеклянную вакуумную установку с ртутным микроманометром конструкции В. А. Кормушина (1965), затем проводилось замораживание воды (и кислых газов) в ванне твердой углекислоты со спиртом. Данные анализов газов были положены в основу дальнейших расчетов (рис. 6). Как видно из графика, в гранитах и в основных зонах пегматитов (вплоть до мориона в полостях) преобладают не вода и водные растворы (как многие считают), а легколетучие газы. Водные растворы

Таблица 1

Состав газов в гранитах, камерных пегматитах и кристаллах кварца (во включениях в кварце) по образцам А. И. Захарченко

Номер образца	Место взятия и характеристика образца	V, $см^3/кг$	H_2	CO_2 + + другие кислые газы	CO	O_2	Углеводороды	He	Ar	N_2 + + редкие газы	Автор
	Коростеньский плутон (Волынь), пегматитовое тело № 351 и др.										
46	Граниты среднеовоидные биотит-рогово-обманковые	54,15	48,4	10,8	0,0	0,0	?	0,08	0,0	31,6	М. М. Элинсон
46ик	Пегматит № 351, кварц ядра	154,2	33,5	45,4	0,0	0,0	?	0,2	0,0	23,9	М. М. Элинсон
1032	Пегматитовая полость, кварц сотовый . .	107,9	22,9	54,9	0,0	1,17	3,66	?	?	17,36	В. А. Калюжный
46н	Пегматит № 351, полость, морион	206,5	9,3	86,1	0,0	0,0	?	?	0,5	4,1	М. М. Элинсон
220	Пегматитовая полость, кварц бесцветный (поздний)	48,8	3,7	75,5	0,0	0,4	3,2	?	?	17,2	В. А. Калюжный
	Кентский массив (Центральный Казахстан), пегматитовое тело № 10 и др.										
30	Граниты крупнозернистые аляскитовые .	38,0	20,8	8,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,09	70,21	М. М. Элинсон
32ж	Пегматит № 10, аплитовая зона	18,3	76,3	1,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	22,0	М. М. Элинсон
56д	Пегматит № 10, кварц ядра (и сотовый) .	82,8	78,1	12,6	0,0	0,0	0,0	0,003	0,05	9,3	М. Г. Гуревич
32о	Пегматит № 10, полость, морион	44,5	50,1	37,6	0,0	0,0	Следы	0,015	0,62	11,2	М. М. Элинсон
56з	Там же, кристалл кварца бесцветный (поздний)	40,4	27,5	43,75	0,0	0,0	„	0,019	0,086	28,6	М. Г. Гуревич

преобладающую роль начинают играть лишь с образованием зоны мориона (с 500—400° С и ниже) (рис. 6).

Состав газов из вольфрамоносных камерных пегматитов Казахстана и оловоносных (и молибденоносных) пегматитов Волыни по нашим образцам определялся в газовой лаборатории ИГЕМ АН СССР вначале М. Г. Гуревич, И. М. Овчинниковым (1966), а в последнее время под руководством М. М. Элинсон при помощи вакуумных мельниц и специальных давильных установок-дегазаторов (табл. 1, рис. 7). Определялся состав газов по этим же объектам и другими исследователями (Калюжный, 1967; Ковалишин, 1966; Долгов, Шугурова 1966). Как видно из табл. 1 и рис 7, среди легколетучих в гранитах и во внутрен-

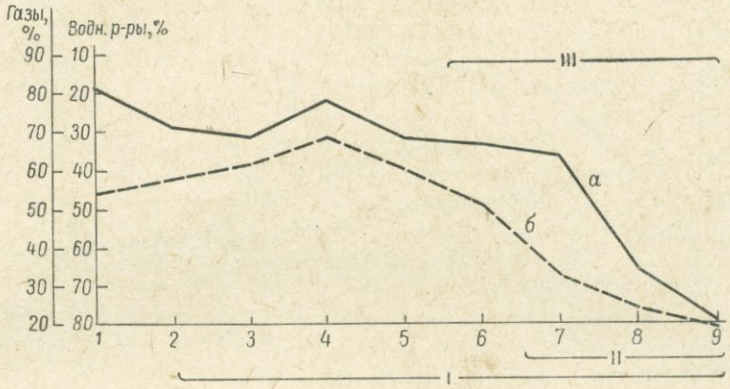


Рис. 6. Графики последовательного изменения флюидности растворов во включениях (соотношение водных растворов и легколетучих газов) в гранитах и последовательных зонах камерных пегматитов и кристаллов кварца.

I — пегматитовое тело; *II* — кристалл зонального кварца; *III* — минерализованная полость; *а* — по первичным включениям; *б* — среднее по сумме включений; *1* — вмещающие граниты; *2* — аплит, графитовый пегматит; *3* — блоковая зона; *4* — кварц верха ядра; *5* — кварц низа ядра; *6* — кварц верха полости; *7* — кварц „сотовый"; *8* — морион; *9* — наружная зона.

них зонах пегматитов большую роль, до резко преобладающей (в случае гранитов и пегматитов Кента), играют водород и азот, а роль углекислоты возрастает лишь постепенно по мере образования более внутренних, более поздних зон пегматитов, особенно при формировании в минерализованных полостях средних и поздних зон кристаллов кварца вместе с вольфрамитом и касситеритом. Анализами часто отмечаются весьма повышенные содержания во включениях инертных газов, особенно аргона; большой интерес вызывает наличие в некоторых включениях углеводородов; интересно почти полное отсутствие кислорода, а часто и CO_2 (табл. 2).

Таблица 2

Состав газов, включенных в кварц гранитов и пегматитов (по Goguel, 1963)

Место взятия и характеристика образца	H_2	CO_2	H_2S	CO	CH_4	N_2
Гранит Малобург	67,2	18,3	0,0	3,8	0,0	10,7
Гранит Шлюхзее	53,0	36,3	0,0	5,2	0,7	4,8
Пегматит Малобург	70,7	15,0	0,4	3,7	0,0	10,2
Пегматит Шлюхзее	50,9	37,9	0,4	3,2	0,8	6,8

Значительные различия в составе газов в пегматитах Волыни (рис. 7, *а*) и Кента (рис. 7, *б*) в значительной мере объясняются геологическими условиями их формирования. Магматогенные газы гранитных массивов и особенно их пегматитов, формирующихся среди основных пород, известняков и мраморов, интенсивно с ними взаимодействуют

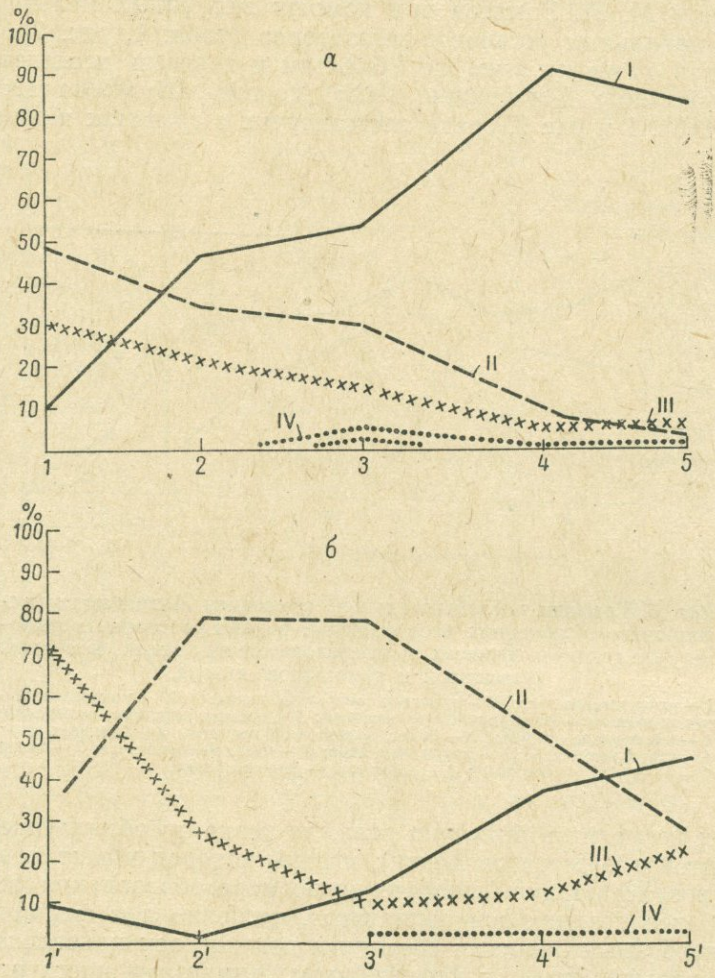


Рис. 7. Графики последовательного изменения состава (% соотношения) газов в гранитах и последовательных зонах камерных пегматитов и кристаллов кварца.

а — Волынь, пегматитовое тело № 351; *б* — Кент (Казахстан), пегматитовое тело № 10; *I* — CO_2 + H_2S и другие кислые газы; *II* — H_2; *III* — N_2 + редкие газы; *IV* — углеводороды; *V* — инертные газы; *1* — граниты биотит-роговообманковые; *2* — кварц ядра; кристалл кварца: *3* — кварц „сотовый"; *4* — морион; *5* — кварц дымчатый; *1'* — граниты аляскитовые; *2'* — аплит; кристалл кварца: *3'* — кварц ядра (и „сотовый"); *4'* — морион; *5'* — кварц бесцветный.

(Коростеньский плутон, Майдантал на Тянь-Шане) и отличаются повышенными содержаниями углекислоты и несколько пониженными водорода, а массивы (и их пегматиты), формирующиеся среди кислых пород (Кент, Бектау-Ата, Акжайляу в Тарбагатае и др.), наоборот, повышеным содержанием водорода и пониженным углекислоты.

Некоторое время большой спор вызывало значительное количество

водорода во включениях. Так, по данным Ю. А. Долгова и Н. А. Шугуровой (1966), изучавших газы в тех же камерных пегматитах, что и мы, но другими методами (методом определения состава газов в индивидуальных включениях путем их выпуска в инертную жидкость — глицерин и дальнейшего поглощения различных газов разными поглотителями), водород обычно вовсе не улавливается или улавливается в ничтожно малых количествах, лишь изредка достигая 3—4%. Большое количество водорода, получаемое при обработке проб в шаровой вакуумной мельнице, они почти целиком относили за счет выделения побочного водорода при ударах и трении металлов. Однако детальные специальные исследования, проведенные М. М. Элинсон и др. (1963), показали, что шаровые вакуумные мельницы, сделанные из соответствующих металлов и с силитовыми шарами, а тем более специальные вакуумные давильные установки-дегазаторы никаких побочных газов не выделяют. Это доказывается на образцах, лишенных газов (чистый кварц без включений), и многократными контрольными вытяжками из одних и тех же образцов. Большая роль отмеченных выше летучих, особенно водорода, углекислоты и азота в гранитах и пегматитах подтверждается также анализами ряда советских и зарубежных специалистов (Goguel, 1963, см. табл. 3; Ковалишин, 1966, и др.). О значительной роли этих газов вообще свидетельствует состав газовых эксгаляций из вулканов и излившихся магм (Башарина, 1963, и др.). Наконец, большое количество водорода в расплавах гранитного состава (и в их высокотемпературных эксгаляциях) доказывается интересными экспериментальными исследованиями А. А. Кадика (1965), убедительно показавшего, что вода именно в таких расплавах легко диссоциирует, начиная с 750—800° С и выше.

Судя по результатам приведенных анализов газов, по геохимическим их особенностям (Соколов, 1966; Кесарев, 1967, и др.) и по экспериментальным исследованиям (Шеффер, 1964; Краускопф, 1966, и др.), углекислый газ, азот и особенно водород при становлении остаточных расплавов и при формировании внутренних зон пегматитов являлись весьма активными переносчиками компонентов в виде соответствующих гидридных, нитридных и др., а также комплексных соединений. Кроме того, судя по обилию в гранитах, а особенно в камерных пегматитах значительных скоплений топаза, флюорита (в отдельных пегматитах до нескольких тонн), по наличию в зонах грейзенизации литиевых слюд, а также по обилию в газово-жидких включениях легкорастворимых галита, сильвина, криолита и др., среди легколетучих при формировании пегматитов огромную роль играли галогены (хлор, особенно фтор, а также литий). Однако та смесь летучих, которая фиксируется в изначальных магматогенных газовых растворах (при становлении гранитов и основных зон пегматитов), а именно обилие водорода и гидридных соединений, делала эти растворы пассивными в отношении тяжелых металлов, в том числе вольфрама, олова, молибдена. Экспериментами Г. Шеффера (1964), К. В. Краускопфа (1966) и других авторов убедительно доказывается, что водород и его гидридные соединения при высоких близмагматических и магматических температурах (выше 600—700° С) приобретают чрезвычайную агрессивность, становясь сильными восстановителями. Они разрушают почти все летучие соединения тяжелых металлов, образуя гидридные соединения, прежде всего с галогенами, щелочами, кремнием, алюминием и другими петрогенными элементами и только после них — с некоторыми тяжелыми металлами. Высокая активность в близмагматических условиях водорода и его гидридных соединений прежде всего с обильными в разбираемых случаях галогенами и петрогенными элементами являются основной

Состав водных растворов, включенных в минералы гранитов, камерных

Номер образца	Место взятия и характеристика образца	H_2O, *г/кг*	SiO_2, *г/л*	Анионы				
				Cl^-	F^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Сумма
	Коростеньский плутон (Волынь),							
46	Кварц гранитов среднеовоидных	0,25	Сл.	78 25,77	Сл.	16 6,82	6 3,5	100 31,09
46	Пегматит № 351, кварц ядра	0,4	3,74	63 14,72	»	15 4,48	22 8,98	100 28,18
46н	Пегматит, полость, морион	0,3	Сл.	52 42,17	»	14 15,91	34 48,54	100 106,62
	Кентский массив (Ц. Казахстан),							
43	Кварц гранитов среднезернистых аляскитовых	Не опр.	Сл.	78 Не опр.	Сл.	9 Не опр.	13 Не опр.	100 Не опр.
7ф	Пегматит № 7—8, кварц ядра (и „сотовый") .	1,16	»	75 27,47	4 0,8	8 4,1	13 7,9	100 40,27
7х	Пегматит, полость (верх), морион	0,7	»	56 30,4	2 0,4	14 10,3	28 26,1	100 67,2
33	Пегматит, полость (низ), кварц фиолетовый и бесцветный	0,38	7,8	31 13,9	4 1,0	2 1,1	63 48,1	100 64,1
	Средний состав из 8 показательных камерных пегматитов Со							
	Кварц вмещающих гранитов	—	8,0	54 22,1	Сл.	7 2,87	39 15,99	100 40,86
	Пегматиты, кварц блоков, ядер	—	10,1	69 46,7	1 0,3	5 3,5	25 29,1	100 79,6
	Пегматиты, кварц ядер (середины)	—	2,9	82 29,1	1 0,2	1 0,2	16 8,8	100 38,3
	Пегматиты, полость, морион	—	2,0	53 26,6	2 0,5	10 7,6	35 28,1	100 62,8
	Пегматиты, полость, кварц дымчатый, бесцветный	—	10,5	44 21,7	1 0,3	5 3,6	50 42,8	100 68,4

* В числителе — % экв., в знаменателе — *г/л*.

причиной того, что тяжелые металлы и прежде всего вольфрам, олово, молибден в высокотемпературные магматическо-пневматолитовые стадии кристаллизации гранитов и формирования внутренних зон пегматитов, т. е. почти до 700—600 и часто 500° С, не дистиллируются и не мобилизуются. Указанным различием в активности водорода, по нашему мнению, можно объяснить обедненность внутренних зон пегматитов тяжелыми металлами и, прежде всего, вольфрамом и оловом, по сравнению с фоновым их содержанием в окружающих гранитах.

По мере дальнейшего падения температур и возрастания роли водных растворов, особенно в области 650—550° С (когда происходит особенно интенсивное развитие адиабатических явлений вследствие резких усадок кварца и пород), активность водорода и гидридных соединений резко падает, поскольку последние в присутствии увеличивающегося участия воды и водных растворов гидролизуются. Параллельно

Таблица 3

пегматитов и в кристаллы кварца (по данным анализов водных вытяжек)*

Катионы							pH	Соотношения	
K^+	Na^+	Li^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Fe^{3+}	Сумма		$\frac{Cl+F}{HCO_3}$	$\frac{K}{Na}$
пегматитовое тело № 351 и др.									
19 / 6,91	70 / 16,86	1 / 0,09	8 / 0,85	2 / 0,28	0,0	100 / 24,99	7,1	13	0,25
53 / 14,42	44 / 6,72	Сл.	3 / 0,29	0,0	0,0	100 / 21,43	6,8	2,8	2
17 / 16,40	53 / 29,44	4 / 0,61	Сл.	26 / 12,86	0,0	100 / 59,31	6,6	1,5	0,3
пегматитовое тело № 7—8									
6 / Не опр.	69 / Не опр.	Сл.	2 / Не опр.	23 / Не опр.	Сл.	100 / Не опр.	6,8	6	0,08
10 / 3,87	69 / 16,02	"	1 / 0,08	20 / 4,30	0,0	100 / 24,27	6,6	6,1	0,14
4 / 0,13	57 / 19,25	8 / 0,85	1 / 0,14	23 / 6,84	7 / 4,30	100 / 31,51	6,8	2,1	0,18
13 / 6,5	77 / 23,1	Сл.	0,0	10 / 2,6	0,0	100 / 32,2	6,3	0,55	0,17
ветского Союза (Волынь, Ц. Казахстан, Тянь-Шань, Забайкалье)									
13 / 3,38	65 / 16,90	1 / 0,26	2 / 0,52	19 / 4,94	Не опр.	100 / 26,0	6,9	1,4	0,2
23 / 14,4	64 / 25,4	1 / 0,1	1 / 0,1	11 / 4,2	"	100 / 44,2	6,9	2,8	0,4
11 / 5,2	73 / 16,3	2 / 0,2	Сл.	14 / 2,9	"	100 / 24,6	6,3	5,2	0,15
4 / 2,4	64 / 19,0	4 / 0,1	4 / 0,1	24 / 6,3	"	100 / 27,9	6,7	1,5	0,06
19 / 10,5	54 / 15,8	1 / 0,1	4 / 0,5	22 / 5,4	"	100 / 32,3	6,6	0,9	0,35

с этим при 600—550° С возрастает активность галогенов и других летучих, способных мобилизовывать и переносить тяжелые металлы, в том числе вольфрам и олово. К этому времени окружающие граниты и основные внутренние зоны пегматитов являются уже сформированными, и в случае камерных пегматитов мобилизация тяжелых металлов (вольфрама и олова) происходит только за счет узко местной переработки (выщелачивания, альбитизации, грейзенизации) лишь нижних, донных, частей пегматитов, аплитовых зон и подстилающих гранитов. Решающую роль при этом начинают играть уже водные растворы.

Определение солевого и вообще минерального состава газово-жидких включений производилось методом водных вытяжек (Москалюк, 1961), а также путем определения состава минералов-узников. Как уже отмечалось, максимальное накопление минералов-узников и максимальная концентрация газово-жидких включений наблюдаются в пе-

риод перехода пневматолитов в гидротермы. В этот период количество минералов-узников достигает 10—15%, а иногда и более (рис. 5, *3*), а их общая концентрация обычно соответствует 20—30—40%. Среди минералов-узников основной объем занимают легкорастворимые хлориды щелочных металлов (галит, сильвин), значительно реже встре-

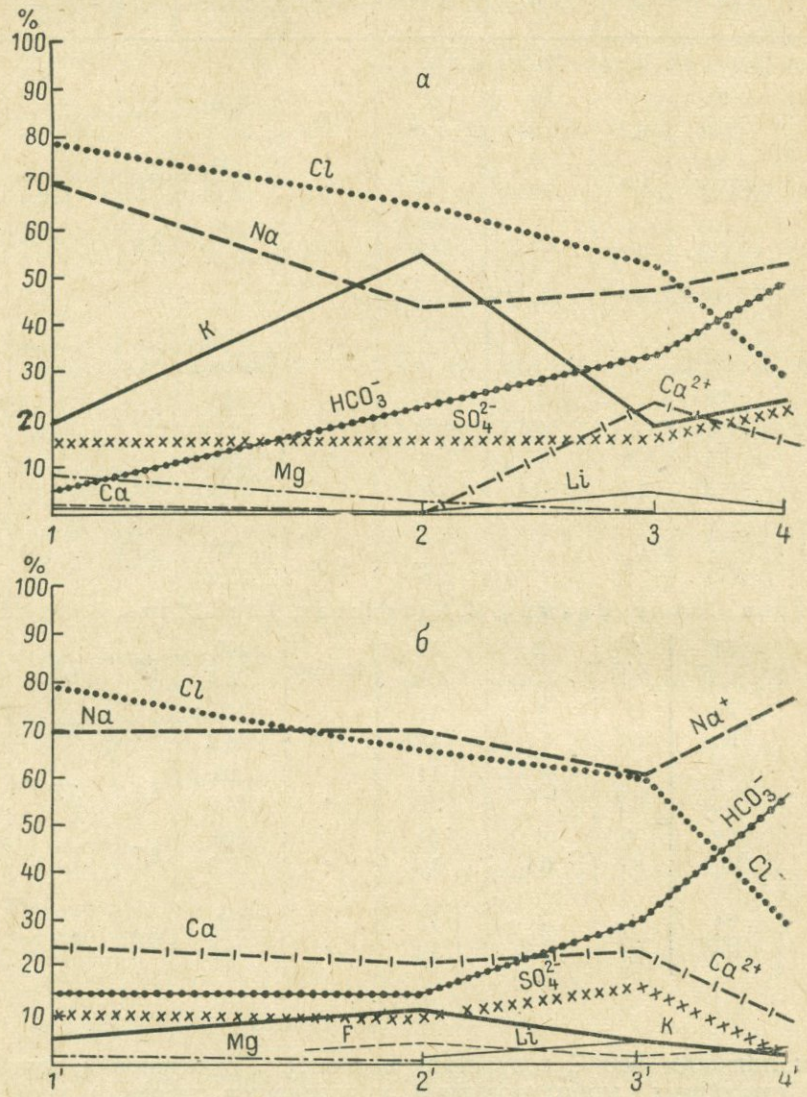


Рис. 8. Графики изменения солевого состава водных растворов (во включениях) в гранитах и последовательных зонах камерных пегматитов и кристаллов кварца.

а — Волынь, пегматитовое тело № 351; *б* — Кент (Казахстан), пегматитовое тело № 7—8; *1* — граниты биотит-роговообманковые; кристалл кварца: *2* — кварц ядра (и „сотовый"); *3* — морион; *4* — кварц дымчатый; *1'* — граниты аляскитовые; кристалл кварца: *2'* — кварц ядра (и „сотовый"); *3'* — морион; *4'* — кварц фиолетовый.

чаются фториды (эльпасолит, криолит, труднорастворимые топаз, флюорит), еще более редкими являются сложные водные хлориды и фториды железа, магния, кальция, а также альбит, гематит, карбонаты, рутил, иногда сульфиды (пирит?), квасцы? и др.

Анализы водных вытяжек газово-жидких включений по зонам в кварцах оловоносных пегматитов Волыни и вольфрамоносных пегма-

титов Казахстана производила А. А. Москалюк (табл. 3, рис. 8). Экстракция производилась дистиллированной водой при температуре 50—60° С. При этом труднорастворимые минералы-узники (карбонаты, топаз, флюорит, альбит и др.) оставались нерастворенными, вследствие чего результаты анализов несколько отличаются от природных растворов. Однако основные компоненты (в высокотемпературных многофазовых включениях до 90%, а в более низкотемпературных до 100%) извлекались и давали наиболее приближенную картину химического состава растворов.

Как видно из табл. 3 и графиков (рис. 8), в водных растворах включений в гранитах и основных внутренних зонах пегматитов резко доминируют хлориды щелочных металлов, в основном натрия и меньше калия. При этом роль хлоридов падает лишь постепенно, по мере формирования внутренних зон пегматитов и ранних зон кристаллов кварца в полостях (до мориона включительно), что соответствует 400—350 и даже 300° С, а затем (еще в период выпадения вольфрамита и касситерита и после них) происходит быстрое падение их содержания и роли. Фтор в водных вытяжках газово-жидких включений улавливается реже и в малом количестве, так как образует преимущественно труднорастворимые (трудноэкстрагируемые) топаз и флюорит, которые выпадают в виде твердых включений совместно с кварцем (рис. 3). Кроме того, они встречаются в виде больших скоплений агрегатов, парагенетических с кристаллами кварца, в полостях камерных пегматитов, что свидетельствует о большой роли фтора в переносе редких металлов вплоть до средних и даже низких температур (до 300—200° С), когда выпадает основное количество флюорита.

Постепенное падение роли хлора (и фтора) идет вплоть до формирования минерализованных полостей и зональных кристаллов кварца в них (до 400—350° С), а затем более резко возрастает роль гидрокарбонатов, которые преобладают в низкотемпературных гидротермах. Роль сульфатов менее заметна, однако наблюдается также их некоторое накопление в растворах в период формирования минерализованных полостей и металлоносного кварца.

Среди катионов, как видно на графиках (рис. 8), характерно резкое преобладание в остаточных растворах щелочей, особенно натрия. Однако, судя по существенно калишпатовому составу внутренних полевошпатовых зон пегматитов и друзам ранних кристаллов калишпатов в полостях (одновременных с сотовым и ледяным кварцем), а также по некоторому накоплению калия в остаточных растворах до начала формирования полостей и средних зон кварца в пегматитах (в период отложения рудоносного кварца), калий играл одну из ведущих ролей в газовых растворах. Щелочноземельные элементы в растворах включений фиксируются в сравнительно небольших количествах и ведут себя более ровно, но и здесь наблюдается некоторое накопление кальция в период формирования полостей, где он выпадает в основном в виде средне- и низкотемпературного флюорита. В период формирования зон выщелачивания, грейзенов, полостей и отложения металлоносного кварца в остаточных растворах наблюдается несколько повышенная роль лития. К сожалению, малая чувствительность известных методов анализов пока еще не позволила проследить наличие и динамику изменения в остаточных растворах самих редких металлов — вольфрама и олова.

Как видно на основании изучения температур и химического состава жидких фаз включений, сравнительно отчетливо отбивается и нижняя граница периода мобилизации, переноса и отложения редких металлов (вольфрама и олова). Она определяется сменой существенно

галогенидных растворов существенно гидрокарбонатными в интервале температуры от 270—240 до 200° С.

Таким образом, можно утверждать, что на примерах изучения камерных пегматитов удается наиболее отчетливо проследить почти всю эволюцию и смену магматогенных растворов — от остаточных легкоплавких расплавов с обилием легколетучих (граниты, внешние зоны пегматитов), через почти сухие и существенно газовые растворы (внутренние зоны пегматитов), до существенно водных гидротермальных растворов с убывающей концентрацией (минерализованные полости пегматитов и зоны переработки пород), на фоне которых хорошо прослеживаются время, место и условия мобилизации, переноса и отложения редких металлов в виде самостоятельных минералов (вольфрамита, касситерита). Отмеченное интенсивное выделение и накопление газовых и существенно газовых растворов присуще для гранитных массивов неглубокого становления.

Как было показано выше, изначально выделяющиеся из магмы летучие не являются благоприятными для эманационного извлечения (дистилляции) и переноса тяжелых металлов. В магматический период происходит лишь некоторое накопление редких металлов в рассеянном виде. Мобилизация же, перенос и отложение этих металлов начинают интенсивно развиваться лишь с потерей изначальной химической активности водорода и гидридных соединений и с переходом существенно газовых растворов в существенно жидкие, водные, т. е. с начала деятельности гидротермальных растворов (температуры 550—500° С и ниже). Максимального развития они достигают в интервале температур от 450—400 до 250° С в период интенсивной минерализации полостей пегматитов за счет гидротермальной переработки вмещающих пород, в период наиболее активной металлогенической деятельности существенно галогенидных гидротерм, богатых щелочами, в том числе калием, отчасти литием. Такие растворы являются наиболее благоприятными для образования комплексных соединений, содержащих фтор, хлор и некоторые другие летучие, которые получены и расчетными, и экспериментальными путями (Барсуков, Курильчиков, 1966; Иванова, 1966; Щербина, 1966).

Таким образом, все процессы мобилизации, переноса и отложения вольфрама и олова по времени и условиям приурочиваются не к периоду формирования самих пегматитов (внутренних зон), а лишь к периоду образования в них минерализованных полостей и соответствующих околополостных зон выщелачивания. Очевидно, этим объясняется указанная выше закономерность, что в тех массивах и участках гранитов, где распространены хорошо развитые камерные пегматиты (требующие для своего формирования максимального тектонического покоя), нет сколько-нибудь крупных (промышленных) скоплений (месторождений) редких металлов. И наоборот, в массивах гранитов, с которыми связаны крупные промышленные месторождения вольфрама и олова (требующие, наоборот, большей подвижности, большей циркуляции растворов и мобилизации рудных веществ), нет сколько-нибудь хорошо развитых камерных пегматитов, хотя часто распространены и иногда в большом количестве бескамерные (бесполостные) пегматиты, особенно небольшие шлировые.

Более интенсивная подвижность среды (пород) и циркуляция активных к редким металлам растворов в гранитных массивах наступает именно после формирования основных зон пегматитов, так как этому способствуют как раз в это время наиболее интенсивно развивающиеся усадочные явления, происходящие особенно в связи с трансформацией кварца.

В промышленных на редкие металлы жильных пегматитах вольфрамитовая и касситеритовая минерализации также связаны не со временем образования основных зон пегматитов, а с наложенными процессами альбитизации и грейзенизации, происходившими ниже 600—550° С. При этом крупных месторождений вольфрама и олова в связи с пегматитами не возникает, так как пегматиты даже жильной формы образуются в относительно менее подвижных условиях, чем это может быть при образовании жильных, грейзеновых и кварцевых месторождений.

Из всего изложенного видно, что камерные пегматиты являются своеобразными уникальными природными автоклавами, где в прекрасном виде моделируются процессы последовательного во времени и расчлененного в пространстве развития магматогенных растворов, а также процессы мобилизации, переноса и отложения минеральных веществ, в том числе вольфрама и олова, хорошо объясняющие время и условия формирования промышленных вольфрамовых и оловянно-вольфрамовых месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

Барабанов В. Ф. 1961. Минералогия вольфрамовых месторождений Восточного Забайкалья. Изд. ЛГУ.

Барсуков В. Л., Г. Е. Курильчиков. 1966. О формах переноса олова в гидротермальных растворах. «Геохимия», № 8.

Башарина Л. А. 1963. Эксгаляция побочных кратеров Ключевского вулкана на различных стадиях остывания лавы. В сб.: «Вулканизм Камчатки и некот. других р-нов СССР». М., изд. АН СССР.

Долгов Ю. А., И. А. Шугурова. 1966. Исследование состава индивидуальных газовых включений. В кн.: «Материалы по генетич. и эксперимент. минералогии». Тр. Ин-та геол. и геофиз. СОАН СССР, т. IV, вып. 31.

Захарченко А. И. 1965. Внутригранитные пегматиты и особенности их формирования. Тр. XXII сессии МГК. В сб.: «Минералогия и генезис пегматитов». М., изд. «Недра».

Захарченко А. И., А. А. Москалюк, М. Г. Гуревич, И. М. Овчинников. 1966. Температурный режим и состав растворов в процессе образования флюоритово-кварцевых жил, грейзенов и пегматитов гранитного массива Кент. В кн.: «Исслед. минералообраз. р-ров». Тр. ВНИИСИМС, т. IX. М., изд. «Недра».

Захарченко А. И., В. Н. Труфанов. 1964. Хрусталеносные полости пегматитов Акжайляу (Казахстан), их минералогия и особенности образования. В сб.: «Слюда и пьезоэлектрическое сырье». Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 108.

Иванова Г. Ф. 1966. Термодинамическая оценка возможности переноса вольфрама в виде галоидных соединений. «Геохимия», № 10.

Кадик А. А. 1965. Состояние воды и силикатных компонентов в расплавах (магмах) кислого состава при повышенных давлениях паров воды. В сб.: «Геохим. исслед. в области повышен. температур и давлений». М., изд. ГЕОХИ АН СССР.

Калюжный В. А., Д. К. Возняк. 1967. Термодинамическая и геохимическая характеристика минералообразующих растворов пегматитов занорышевого типа. Минер. сб. Львовск. гос. ун-та, № 21, вып. 1.

Кесарев В. В. 1967. Движущие силы развития Земли и планет. Л., изд. «Недра».

Ковалишин З. И. 1966. Характеристика газовых компонентов некоторых пегматитов Волыни. В кн.: «Исследов. природн. и технич. минералообразования». М., изд. «Наука».

Кормушин В. А. 1965. Вакуумная установка для термодинамических исследований с полуавтоматической регистрацией результатов. Тезисы докладов на II Всес. совещ. по геотермобарометрии. Новосибирск, изд. СО АН СССР.

Краускопф К. В. 1965. Относительные летучести фторидов и хлоридов рудообразующих металлов в магматических газах. В кн.: «Проблемы геохимии». М., изд. ГЕОХИ АН СССР.

Краускопф К. В. 1966. Возможная роль летучих соединений металлов в генезисе руд. В сб.: «Проблемы эндогенных месторождений», вып. 3. М.

Москалюк А. А. 1961. Исследование включений растворов в минералах и породах (химический и термометрический методы). Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 50, Л.

Овчинников Л. Н. 1967. Механизм и термодинамические условия магматогенного рудообразования. «Геология рудных м-ний», т. IX, № 5.

Соколов В. А. 1966. Геохимия газов земной коры и атмосферы (геохимия природных газов). М., изд. «Недра».

Сущевская Т. М., Г. Ф. Иванова. 1967. О составе минералообразующих растворов некоторых вольфрамовых месторождений Восточного Забайкалья. «Геохимия», № 9.
Шеффер Г. 1964. Химические транспортные реакции. М., изд. «Мир».
Щербина В. В. 1966. Значение формы переноса химических элементов с образованием руд. «Геология рудных м-ний», № 5. М., изд. АН СССР.
Элинсон М. М., В. С. Полыковский. 1963. К вопросу о газовом составе пневматолито-гидротермальных растворов. «Геохимия», № 8.
Goguel R. 1963. Die chemische Zusammensetzung der in den Mineralien einiger Granite und ihrer Pegmatite eingeschlossenen Gase und Flüssigkeiten. Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 27. № 2.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПАРАМАГНИТНЫХ ПРИМЕСЕЙ НИКЕЛЯ, МАРГАНЦА, КОБАЛЬТА, ХРОМА В СИНТЕТИЧЕСКИХ КРИСТАЛЛАХ $MgWO_4$

Л. И. Поткин, М. И. Самойлович

Всесоюзный научно-исследовательский институт синтеза минерального сырья

Кристаллы $MgWO_4$ относятся к группе вольфрамита, сингония моноклинная, точечная группа симметрии $P\,2/в$. Параметры решетки следующие (Е. А. Победимская и др., 1969): $a=4{,}686$, $b=4{,}928$, $c=5{,}675$Å, $\beta=90°40'$. Ионы Mg^{2+} находятся в октаэдрическом окружении из шести кислородов. Следует отметить, что координационный октаэдр MgO_6 искажен и спектры электронного парамагнитного резонанса описываются спиновым гамильтонианом ромбической симметрии.

Кристаллы $MgWO_4$ выращивались из раствора в расплаве методом температурного перепада. В качестве растворителя использовался вольфрамат натрия (Von Vitert, Soden, 1960), а в качестве шихты — синтезированные путем спекания брикеты, спресованные из эквимолярной смеси окислов MgO и WO_3 с добавкой необходимого количества примесей. Кристаллизация проводилась в стакане из кварцевого стекла (300×30 *мм*), помещенном в двухзонную электропечь сопротивления. Для получения однородного нарастания без включений маточного раствора выращивание велось в динамическом режиме, создаваемом вращением затравки. На затравку, размером $3\times2\times60$ (по осям *a, b, c*), вырезанную из монокристалла $MgWO_4$ параллельно граням <010> и <100>, за время около 5 дней вырастали кристаллы размерами $10\times10\times62$ *мм*. Кристаллы имели преимущественно огранку из пинакоидов <010>, <100>, <102> и ромбических призм <110>, <210> и т. д. Материал для исследований брался из пинакоидальной части кристалла. Нарост не содержал каких-либо видимых включений и был не только монокристальным, но и очень однородным.

Нами исследовались кристаллы $MgWO_4$, выращенные с добавками Cr, Co, Ni и Mn. Все эти ионы входят как изоморфная примесь, замещая ионы Mg^{2+}. Для этого в шихту, из которой шел синтез кристаллов, добавлялся окисел соответствующего элемента в количестве $\sim0{,}1$ вес. %. Содержание примеси в кристалле обычно было в $\sim1{,}5$ раза меньше по сравнению с этой величиной. Кристаллы $MgWO_4$ с примесью Ni имели желтую окраску, с примесью Mn — зеленую, с примесью Co — синюю и с примесью Cr — розовую.

Оптические спектры поглощения этих кристаллов приведены на рис. 1, 2, 5, 6. Спектры снимались на спектрофотометре СФ-8 в интервале 2500—25 000Å, для чего были изготовлены полированные пластинки размерами 10×30 *мм* и толщиной $\sim2{,}5$ *мм*. Спектры ЭПР исследова-

лись на 8-*мм* радиоспектрометре. Данные по электронному парамагнитному резонансу (ЭПР) для Cr^{3+} в $MgWO_4$ взяты из работы В. А. Ацаркина и др. (1962), по Co^{2+} — из работы В. А. Ацаркина и др. (1967). Спектр ЭПР Ni^{2+} в $MgWO_4$ не удалось наблюдать.

1. $MgWO_4$:Mn.

Спектр ЭПР Mn^{2+} в $MgWO_4$ описывается спиновым гамильтонианом вида $H=\beta\bar{g}\bar{H}\bar{S}+B_2^0O_2^0+B_2^2O_2^2+B_4^0O_4^0+B_4^2O_4^2+B_4^4O_4^4+\bar{A}\bar{I}\bar{S}$ со следующими константами: $S=1/2$, $I=5/2$, все обозначения стандартные: $g_x\approx g_y\approx g_z=1{,}995\pm0{,}003$; $B_2^0=2322\pm2$; $B_2^2=1774\pm10$; $B_4^0=-2\pm2$; $B_4^2=45\pm10$; $B_4^4=10\pm10$ *гс*; $[A]=86{,}5\pm1$; $[B]=88{,}5\pm1$; $[C]=87{,}8\pm1$ *гс*.

Как известно, Mn^{2+} имеет электронную структуру $[A]\,3d^5$. Основным состоянием этого иона является состояние ^6S. В высокоспиновых

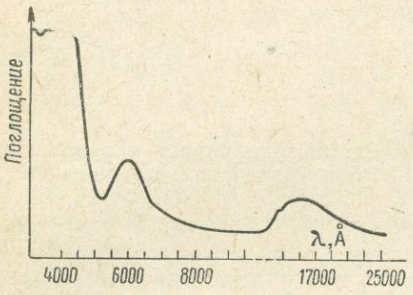


Рис. 1. Оптический спектр поглощения кристаллов $MgWO_4$: Mn.

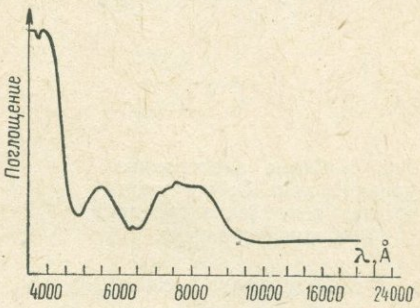


Рис. 2. Оптический спектр поглощения кристаллов $MgWO_4$: Cr.

комплексах Mn^{2+} с октаэдрической симметрией низшей является конфигурация $(t_{2g})^3\,(e_g)^2$, которая дает основное состояние $^6A_{1g}$. Поскольку это единственно возможный секстетный уровень, все полосы поглощения должны быть запрещены по спину, что и проявляется (Бальхаузен, 1965) в небольших коэффициентах поглощения наблюдаемых полос (рис. 1). Для Mn^{2+} в $MgWO_4$ должны наблюдаться следующие переходы (Бальхаузен, 1965): $^6A_{1g}\rightarrow{}^4T_{2g}(^4D)$, $^6A_{1g}\rightarrow{}^4A_{1g}(^4G)$, $^6A_{1g}\rightarrow{}^4T_{2g}(^4G)$, $^6A_{1g}\rightarrow{}^4T_{1g}(^4G)$.

Как видно из рис. 1, наблюдаются полосы поглощения в области: 3500 Å (28 700 $см^{-1}$), 4200 Å (23 700 $см^{-1}$, 6100 Å (16 000 $см^{-1}$), 11 000 (9600 $см^{-1}$) и 14 500 Å (6900 $см^{-1}$). Мы полагаем, что полоса 28 700 $см^{-1}$ относится к переходу $^6A_{1g}\rightarrow{}^4T_{2g}(^4D)$, полоса 23 700 $см^{-1}$ — к переходу $^6A_{1g}\rightarrow{}^4A_{1g}(^4G)$, полоса 16 000 $см^{-1}$ — к переходу $^6A_{1g}\rightarrow{}^4T_{2g}(^4G)$, полоса 9600 $см^{-1}$ — к переходу $^6A_{1g}\rightarrow{}^4T_{1g}(^4G)$. Наилучшее приближение теоретических и экспериментальных величин получается при следующих константах, характеризующих кубическую часть внутрикристаллического поля: $B=730$ $см^{-1}$, $C=3080$ $см^{-1}$, $D_q=740$ $см^{-1}$.

2. $MgWO_4$:Cr.

Спектр ЭПР Cr^{3+} в $MgWO_4$ описывается спиновым гамильтонианом вида $H=\beta\bar{g}\bar{H}\bar{S}+B_2^0O_2^0+B_2^0O_2^0$; $g_x=1{,}960\pm0{,}001$; $g_y=1{,}960\pm0{,}001$; $g_z=1{,}966\pm0{,}002$; $B_2^0=23{,}85\pm0{,}1$; $B_2^2=5{,}52\pm0{,}05$ *Гц*.

Состояние Cr^{3+} имеет электронную структуру $[A]\,3d^3$. При наличии кубического октаэдрического поля основным состоянием является состояние $^4A_{2g}$. На рис. 2 показан спектр оптического поглощения в $MgWO_4$ с примесью хрома. Наблюдаемые полосы поглощения 7300 Å (13 700 $см^{-1}$), переход $^4A_2\rightarrow{}^4T_2(t_{2g}^2e_g)$; 5100 Å (19 600 $см^{-1}$), переход

$^4A_2 \rightarrow {}_a{}^4T_1$; 3500 Å (28 700 $см^{-1}$), переход $^4A_2 \rightarrow {}_b{}^4T_1$ (рис. 3). Тонкая структура полосы 13 700 $см^{-1}$ объясняется при учете части внутрикристаллического поля с низкой симметрией, спин-орбитальным взаимодействием, а также межконфигурационным смешиванием состояний. В кубическом поле $^4T_2 \rightarrow {}^4A_2(t_{2g}{}^3) = 10D_g$ (Бальхаузен, 1965). В случае Cr^{3+} в $MgWO_4$

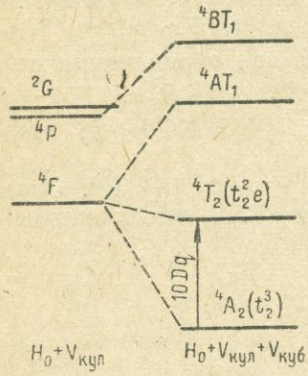


Рис. 3. Схема электронных уровней иона Cr^{3+} в кубическом поле (октаэдрическая конфигурация).

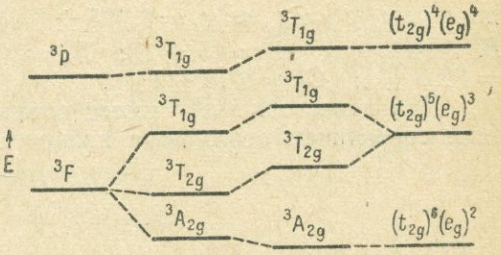


Рис. 4. Схема электронных уровней иона Ni^{2+} в октаэдрической координации.

это соответствует величине $D_q = 1370$ $см^{-1}$. В $MgWO_4$ среднее расстояние Mg—O составляет $R_{ср} = 2{,}15$ Å (Е. А. Победимская, 1969), что объясняет сравнительно небольшую величину D_q по сравнению, например, с Cr^{3+} в рубине. Действительно $\frac{(D_q')}{D_q} \approx \left(\frac{R}{R'}\right)^n$, где $n \leqslant 5$, а $D_q'(D_q)$ и $R'(R)$ относятся к параметрам для Cr^{3+} в сравниваемых кри-

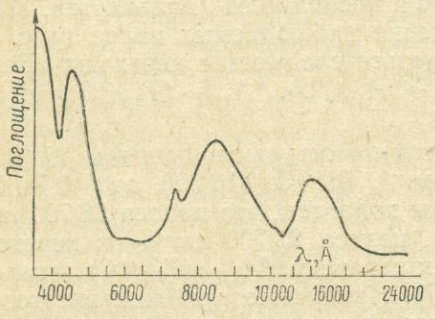


Рис. 5. Оптический спектр поглощения кристаллов $MgWO_4$: Ni.

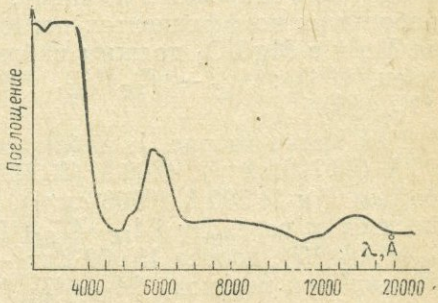


Рис. 6. Оптический спектр поглощения кристаллов $MgWO_4$: Co.

сталлах (Свиридов в др., 1968). В рубине расстояние Al—O составляет 1,966, эта разница в R и объясняет уменьшение величины D_q и сдвиг полос поглощения Cr^{3+} в $MgWO_4$ по сравнению с рубином.

3. $MgWO_4$: Ni.

Ион Ni^{2+} имеет электронную структуру $3d^8$. Основным состоянием Ni^{2+} в октаэдрической координации является состояние $^3A_{2g}\,(t_{2g})^6\,(e_g)^2$ (Бальхаузен, 1965). Из схемы уровней (рис. 4) видно, что в этом случае имеется два неспаренных спина и должны наблюдаться три полосы поглощения (рис. 5), соответствующие переходам: 12 500 Å (7900 $см^{-1}$),

$^3A_{2g} \rightarrow {}^3T_{2g}(F)$; 8500 Å (11 760 $см^{-1}$) или 7600 Å (13 300 $см^{-1}$), $^3A_{2g} \rightarrow {}^3T_{1g}(F)$; 4500 Å (22 200 $см^{-1}$), $^3A_{2g} \rightarrow {}^3T_{1g}(P)$. Двойной пик 11 760—13 300 $см^{-1}$ обусловлен примесью состояния $^1E(D)$ к состоянию $^3T_{1g}(F)$ (Jorgenson, 1955), хотя Лир и Бальхаузен дают этому другое объяснение (Liehr, Ballhausen, 1959). Как известно, расстояние между $^3T_{2g}(F)$ и $^3A_{2g}(F)$ равно $10D_g$ (Бальхаузен, 1965). В случае Ni^{2+} в $MgWO_4$ это соответствует $D_q = 730$ $см^{-1}$.

4. $MgWO_4$: Co.

Спектр ЭПР Co^{2+} в $MgWO_4$ описывается спиновым гамильтонианом вида $H = \overline{g}\beta\overline{H}\,\overline{S} + \overline{A}\,\overline{I}\,\overline{S}$ ($I = 1/2$, $S' = 1/2$) со следующими константами (Ацаркин и др., 1967): $g_x = 2{,}235 \pm 0{,}001$; $g_y = 3{,}265 \pm 0{,}006$; $g_z = 6{,}918 \pm 0{,}005$; $A_x = 47{,}3 \pm 0{,}7 \times 10^{-4}$; $A_y = 65 \pm 3 \cdot 10^{-4}$; $A_z = 313 \pm 6 \cdot 10^{-4}$ $см^{-1}$.

На рис. 6 показан спектр оптического поглощения $MgWO_4$ с примесью Co. Наблюдаются полосы поглощения: 3600 Å (27 500 $см^{-1}$), 5800 Å (17 300 $см^{-1}$) и 12 700 Å (7900 $см^{-1}$). На рис. 7 приведена схема расщепления терма ^2G и соответствующие оптические переходы (Ацаркин и др., 1967). Согласно расчетам наблюдаемые полосы поглощения соответствуют переходам: $^4T_{1g} \rightarrow {}^4T_{2g}(F)$ (27 500 $см^{-1}$), $^4T_{1g} \rightarrow {}^4A_{2g}(F)$ (17300 $см^{-1}$), $^4T_{1g} \rightarrow {}^4T_{1g}(P)$ (7900 $см^{-1}$). Вычисленная величина $D_q = 720$ $см^{-1}$. Если предположить, что искажения октаэдра в основном тетрагональны, то внутрикристаллическое поле характеризуется следующими величинами (Ацаркин и др., 1967; Abragam, Pryce, 1951): $G = 14240$ $см^{-1}$, $H = -630$ $см^{-1}$, $I = 200$ $см^{-1}$ (в обозначениях по Abragam, Pryce 1951). Собственные функции состояний имеют вид (по Ацаркину и др., 1967): $\varphi_{xy} = 0{,}984\ \varphi_{1,2} - 0{,}179\pi_{1,2} \pm 0{,}0092\psi_{1,2}$; $\varphi'_z = 0{,}990\ \varphi_3 - 0{,}146\pi_3$, где φ_i, π_i, ψ_i ($i = 1, 2, 3$) — чистые состояния в кубическом поле.

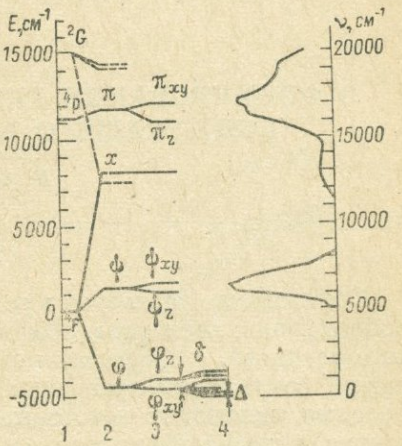


Рис. 7. Схема электронных уровней иона Co^{2+} в $MgWO_4$ в сопоставлении с оптическим спектром поглощения (Ацаркин, 1967).

1 — свободный ион; *2* — кубическое поле; *3* — тетрагональное поле; *4* — спин-орбитальное взаимодействие.

Приведенные данные по оптическим спектрам и ЭПР различных примесей в синтетических кристаллах $MgWO_4$ позволяют в случае необходимости идентифицировать наличие структурных изученных примесей в кристаллах $MgWO_4$, а также в родственных кристаллах той же группы, включая природные минералы. Знание наличия или отсутствия определенных типов примесей в минералах позволяет правильнее оценивать геохимические особенности месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

Ацаркин В. А., Э. А. Герасимов, И. Г. Матвеева, А. В. Францинсон. 1962. Парамагнитный резонанс Cr^{3+} в кристаллической решетке $MgWO_4$. Журнал экспериментальной теоретической физики, т. 43.

Ацаркин В. А., С. К. Моршнев, Л. И. Поткин. 1967. ЭПР, спин-решеточная релаксация и оптическое поглощение в вольфрамате магния с примесью кобальта. Физика твердого тела, т. 9, вып. 3.

Бальхаузен К. 1965. Введение в теорию поля лигандов. М., Изд. ИЛ.
Свиридов Д. Т., В. В. Илюхин, Н. В. Белов. 1968. О корреляции оптических спектров кристаллов, содержащих ионы с достраивающейся электронной оболочкой с кристаллической структурой. Изв. АН СССР, сер. Неорганические материалы, т. 9, № 9.
Abragam A., M. H. L. Rryce. 1951. The theory of paramagnetic resonance in hydrated cobalts soltes. Proc. Roy. Soc., A 206, No 1.
Jorgenson C. K. J. 1955. Comparative crystal field studies of some ligands of paramagnetic nickel complexes. Acta Chem. Scand., 9.
Liehr A. D., C. J. Ballhausen. 1959. Complete theory of Ni and V in inbic crystal fields. Ann. Phys., No 4, 6.
Von Vitert G., R. R. Soden. 1960. Single crystal for resonance and emission studies. J. Appl. Phys., vol. 31. No 2.

О ФОРМИРОВАНИИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО РАСТВОРА, СОДЕРЖАЩЕГО ВОЛЬФРАМ И МОЛИБДЕН

К. М. Феодотьев

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР

Образование растворов в земной коре, служащих переносчиками рудообразующих элементов, обычно связывается с остыванием магматического расплава, с процессами отделения эксгаляций магмы и их охлаждением. Эксгаляции превращаются в жидкости, реагируют с горными породами, переводят некоторые их составляющие в растворимое состояние, а также образуют различные минералы.

Следует, однако, проследить и другой процесс формирования растворов в глубоких зонах земной коры, связанный с рядом преобразований горных пород при опускании их на глубину в результате геотектонических процессов. Известны исследования, показывающие, что минералы и горные породы могут изменяться под действием нагретой воды; значительная часть петрогенных элементов при этом переходит в раствор (Morey, Hesselgesser, 1951; Хитаров, 1953, 1958, 1961; Феодотьев, 1962; Овчинников, Масалович, 1966, и др.).

Под влиянием многих наблюдаемых в природе фактов, а также получаемых экспериментальных данных исследователи все больше склоняются к тому, что гидротермальные растворы могут иметь метаморфический генезис (Сауков, 1960; Смирнов, 1965; Судовиков, 1955, и др.). Учитывая же, что осадочный этап литогенеза в большинстве случаев приводит к дифференциации элементов, к их концентрации в отдельных участках земной поверхности, приходим к выводу о наличии благоприятных мест для дальнейшей мобилизации рудного вещества в гидротермальном процессе и создания концентраций рудного вещества. Но экспериментальные работы, подтверждающие этот процесс, отсутствуют. Большинство работ, в которых в той или иной степени затрагиваются вопросы экспериментального формирования гидротермальных растворов, посвящены переходу в раствор породообразующих компонентов. Это дает возможность представить масштаб перехода в раствор ряда элементов из породообразующих минералов в нагретую воду. Но этого недостаточно для суждения о формировании рудообразующего раствора.

Наши опыты имеют целью в небольшой степени восполнить существующий пробел и дать некоторые данные для суждения о переходе рудных компонентов в гидротермальный раствор, приближающийся по составу к природному.

Экспериментальное формирование растворов, содержащих породообразующие элементы. Одной из первых работ, в которой проводилось искусственное формирование гидротермального раствора, было исследование Мори и Хессельгессера (Morey, Hesselgesser, 1951) по растворимости некоторых минералов в перегретом паре. На рис. 1 приведена кривая, показывающая переход при 500° С в водный раствор кремния из кварца в зависимости от давления паров воды, построенная по данным этих авторов. В зависимости от давления при постоянной температуре в растворе обнаруживается более 2*г* Si в 1 *л* раствора. Увеличение давления от 300 до 2000 *бар* способствует двадцатикратному возраста-

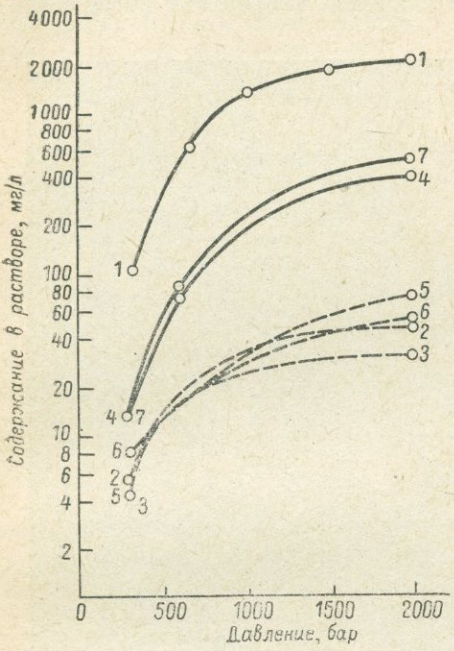


Рис. 1. Переход минеральных компонентов в раствор при воздействии изотермически нагретой воды на кварц и лабрадор.

1 — Si из кварца при 500°С; из лабрадора: *2* — Na, 400°С; *3* — Al. 400°С; *4* — Si. 400°С; *5* — Na, 600°С; *6* — Al. 600°С; *7* — Si, 600°С.

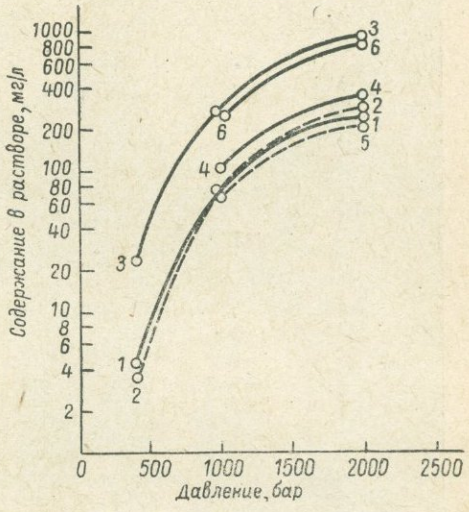


Рис. 2. Переход минеральных компонентов в раствор при воздействии изотермически нагретой воды на альбит и микроклин при 500°С.

Альбит: *1* — Na; *2* — Al; *3* — Si; микроклин: *4* — K; *5* — Al; *6* — Si.

нию концентрации кремния в растворе. Н. И. Хитаров (1953) ввел понятие об устойчивости минералов воздействию нагретой воды. Устанавливается, что из породообразующих минералов кварц наименее устойчив.

На этой же диаграмме (см. рис. 1) нанесены кривые, построенные по данным Н. И. Хитарова (1961) и А. А. Попова (1962), показывающие переход в раствор натрия, алюминия и кремния из лабрадора (50% An). Для этого минерала построены две изотермы: 400 и 600° С. По своему виду они близки к кварцевой, но абсолютные количества перешедших в раствор элементов, естественно, меньше. Общая тенденция увеличения количества элемента, переходящего в раствор, с повышением давления остается неизменной.

На рис. 2 приведены такие же изотермические кривые, построенные по данным Мори и Хессельгессера (Morey, Hesselgesser, 1951), характеризующие переход в раствор при 500° С главных элементов из альбита и микроклина. Влияние давления и в этом случае проявляется одинаково ярко.

Приведенные данные подтверждают вывод о большом влиянии (в пределах определенного интервала повышенных температур) давления на интенсивность минерализации гидротермального раствора. Экспериментальные примеры показывают, что нагретая вода, взаимодействуя с силикатными минералами и горными породами, насыщается породообразующими элементами.

Эксперименты по формированию гидротермального раствора, содержащего рудные элементы. Нами произведено исследование взаимодействия раствора хлористого натрия с алюмосиликатом, содержащим в своем составе молибден как представителя рудных элементов. Изучение поведения растворов в гидротермальных условиях поставлено нами с при-

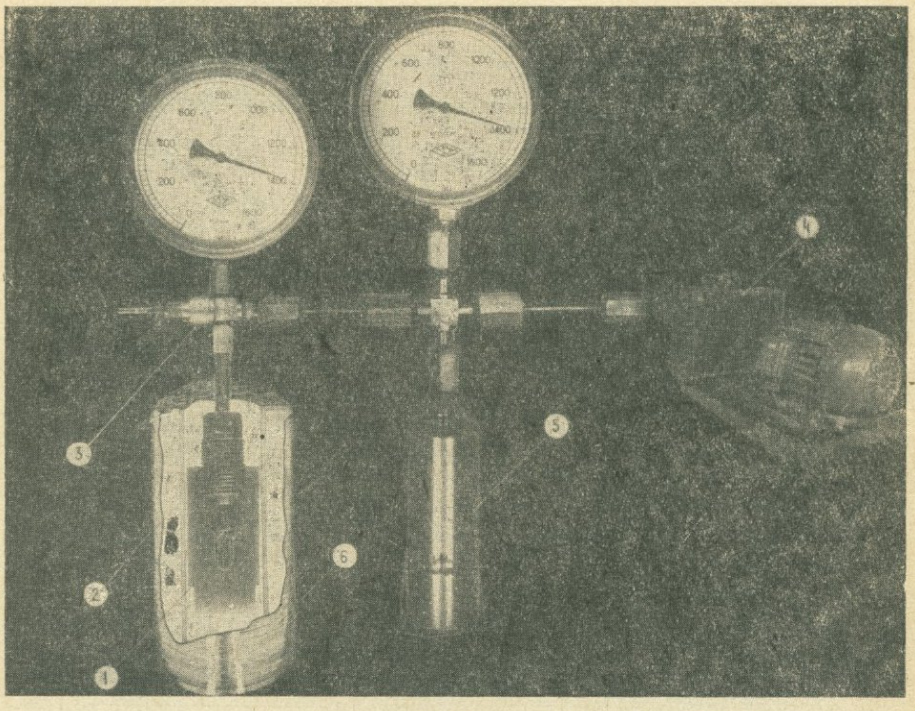


Рис. 3. Общий вид установки для изучения процесса формирования гидротермального раствора.

1 — платиновая ампула; *2* — автоклав; *3* — вентиль; *4* — жидкостный насос высокого давления; *5* — рессивер; *6* — печь.

ближением к природным условиям: вода заменена раствором хлористого натрия соответствующей концентрации, температура и давление задавались соответственными критической области растворов.

Аппаратура и техника эксперимента. Опыты ведутся в автоклаве, изготовленном из сплава на никелевой основе. Сосуд автоклава из термически обработанного материала этой марки выдерживает давление до 2500 *бар* при температуре 800° С неоднократно. Общий вид установки, в которой производятся наши опыты, приведен на рис. 3. Установка состоит из автоклава, присоединенного при посредстве вентиля к сети подачи давления. Через этот вентиль автоклав также соединен с манометром. С помощью вентиля можно понижать давление внутри автоклава, выпуская его избыток в сеть, передающую давление. Высокое давление воды в автоклаве создается жидкостным насосом. Для сгла-

живания толчков насоса в сеть включен рессивер. Эта часть установки имеет свой манометр для контроля давления в ней. Таким образом, мы имеем возможность во время проведения опыта не только контролировать давление, но в случае надобности повышать его или понижать.

Автоклав нагревается печью сопротивления, питаемой стабилизированным напряжением электрического тока. Регулировка температуры производится регулировочным автотрансформатором. Примененная аппаратура позволяет поддерживать необходимую температуру с точностью ±5° С и задавать и поддерживать давление внутри автоклава с точностью ±1%. Исследования проводятся в платиновых или золотых ампулах. Нижняя часть ампулы заполняется раствором хлористого натрия заданной концентрации, в верхней части на платиновой проволочке подвешивается платиновый или золотой тигелек, закрытый неплотно крышкой. В него помещают навеску алюмосиликата. Верхний обрез ампулы заваривают. Таким образом получают замкнутое пространство, заключающее молибденсодержащий (вольфрамосодержащий) алюмосиликат и раствор хлористого натрия. Применяемая конструкция ампулы обеспечивает контакт раствора с алюмосиликатом только при заданной температуре, когда образовавшийся раствор заполняет объем ампулы.

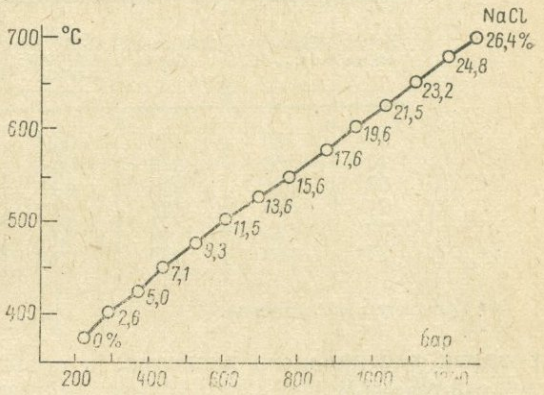


Рис. 4. Зависимость критических температур и критических давлений растворов хлористого натрия от концентрации NaCl, %.

Исходное вещество. Для исследования процесса выноса молибдена из алюмосиликата было приготовлено стекло, по составу близкое альбиту. Его химический состав (вес. %): SiO_2—70,65; Al_2O_3—19,65; Na_2O—8,69; K_2O—0,09; MoO_3— 1,00; сумма — 100,08. Сплав закален и представляет собой стекловатое вещество. Измеренный показатель светопреломления равен 1,486±0,005. Он одинаков для всех измеренных осколков, следовательно, сплав однороден.

Природные гидротермальные растворы обычно содержат хлориды щелочных металлов. Результаты изучения системы Na Cl—N_2O при высоких температурах и давлениях, полученные Сурираяном и Кеннеди (Sourirajan, Kennedy, 1962), помогли нам в экспериментах правильно задавать концентрации хлористого натрия. Для большего удобства нами составлена по их данным диаграмма, приведенная на рис. 4, в которой дана взаимозависимость критических температур и давлений растворов хлористого натрия разной концентрации. Мы наблюдаем повышение критической точки растворов с возрастанием концентрации соли в них.

Опыты по воздействию раствора хлористого натрия на молибденсодержащий силикат. Заряженная ампула содержала 0,5—0,07 *г* алюмосиликата и 0,5 *г* раствора. Концентрация хлористого натрия задавалась из расчета, чтобы при прогреве до заданной температуры вся соль перешла бы в раствор. В опытах при 500° С концентрация NaCl составляла 12%, в экспериментах при 600° С— 20% и при 700° С —27%. Прогрев при заданной температуре и давлении длился непрерывно 96—120 *ч*. Данные опытов приведены в табл. 1.

При рассмотрении таблицы обращает на себя внимание минимальная температура, при которой развивается гидротермальный раствор. При 500° С мы имеем самое начало формирования такого раствора. Выход рудного элемента в раствор незначителен. При повышении температуры и давления, а также концентрации хлористого натрия картина резко меняется. Уже при температуре 600° С и давлении 950 *бар* переход Mo в раствор повышается в 60 раз и достигает 2,7 *г/кг* раствора. Дальнейшее повышение температуры и давления не приводит к заметному увеличению содержания молибдена в растворе. В процессе форми-

Таблица 1

Результаты опытов в ампулах

Номер опыта	Температура, °С	Давление, *бар*	Навеска алюмосиликата, *г*	Содержание Mo в растворе	
				г/кг раствора	% к исходному содержанию
25	500	630	0,36	0,04	1,6
17	600	950	0,51	2,7	33
20	600	950	0,17	2,1	82
37	600	950	0,07	1,02	75
38	600	1140	0,07	1,24	96
27*	600	950	0,44	0,001	6,5

* Гранодиорит из Забайкалья.

рования раствора его кислотность повышается: исходный pH=6,5, конечный pH=1,2.

В опыте 27 был использован гранодиорит из Забайкалья, содержащий 10^{-3}% Mo. И в этом случае наблюдается, хотя и незначительный, переход молибдена в раствор, в результате чего содержание его в гранодиорите приближается к кларковому.

В последующих опытах на одну навеску алюмосиликата действовали последовательно свежими порциями раствора хлористого натрия. Каждая последующая обработка создавала раствор с все меньшей концентрацией молибдена. После первой обработки раствор содержал 0,92 *г*, вторая обработка дала раствор, содержащий 0,08 *г*, третья — 0,01 *г* Mo/*кг* раствора. Дальнейшая обработка свежими порциями раствора, вероятно, приведет к весьма бедным растворам, а содержание Mo в образце будет стремиться к кларковому.

Опыты по извлечению вольфрама гидротермальным раствором из алюмосиликата. Нам известно, что молибден и вольфрам сопутствуют друг другу лишь при кристаллизации шеелита и повеллита. Растворимость обоих соединений при высокой температуре становится близкой. В этих условиях и кристаллизация может идти совместно (Ходаковский, Мишин, 1968). Сродство молибдена к сере служит причиной тому, что в природе, как правило, мы имеем образцы молибденита, свободные от многих примесей. Вольфрам же обладает значительным сродством к кислороду. Это свойство обусловило наличие в природе кислородных соединений вольфрама и почти полное отсутствие сульфидов этого элемента.

Для опытов по переводу в раствор вольфрама был синтезирован алюмосиликат, подобный предыдущему и содержащий вольфрам. Его состав (вес. %): SiO_2—70,76; Al_2O_3—19,68; Na_2O—8,70; K_2O—0,08; WO_3—0,72; сумма — 99,94. На этот алюмосиликат действовали 20% раствором NaCl при температуре 600° С. Давление поддерживали равным 1350 *бар*. Продолжительность опытов 96 *ч*.

В результате мы получили раствор, содержащий 0,60 *г* W/*кг* раствора. Переход вольфрама в раствор составляет 96% к исходному содержанию. Таким образом, несмотря на различный химизм вольфрам и молибден по отношению к гидротермальному раствору ведут себя более или менее одинаково. Следует однако отметить, что большая устойчивость вольфрамовых комплексов в гидротермальном растворе несколько отличает его от молибдена.

Обсуждение результатов. Многочисленные исследования распределения вольфрама и молибдена в различных плутонических горных породах показывают, что, как правило, содержание вольфрама в них в три раза выше содержания молибдена. В качестве примера приведем данные, опубликованные З. В. Студениковой и др. (1960) (табл. 2). Пока-

Таблица 2

Содержание вольфрама и молибдена в гранитах Северного Кавказа

Граниты	Содержание, 10^{-4}%		W/Mo
	W	Mo	
Биотитовые	4,4	1,9	2,3
Биотито-мусковитовые	4,2	0,9	4,7
Биотито-роговообманковые .	2,1	1,0	2,1
Среднее	3,6	1,2	3,0

занная закономерность прослеживается и при определении содержаний вольфрама и молибдена в минералах из плутонических пород. Естественно предположить, что и на растворах, находящихся в контакте с горными породами, должны отражаться эти закономерности. Проведенные опыты показали, что вольфрам, хотя и переходит в гидротермальный раствор достаточно полно, но образует в нем устойчивые комплексы, обусловленные, вероятно, сродством к кислороду.

Нами показано, что при высоких давлениях и температурах образующийся раствор обладает сильной реакционной способностью. Все, что делалось экспериментально ранее в этом направлении, относилось к породообразующим элементам. Нашими опытами показана приложимость высказанного к рассеянным в горных породах малым элементам. Прослежен низший температурный предел, равный 500° С, ниже которого формирование рудосодержащего гидротермального раствора затруднено. Эксперименты при температуре 500° С и давлении 650 *бар* показали, что в извлекаемом из ампулы растворе обнаружено только 0,04 *г* Mo/*кг* раствора.

Спеки после обработки алюмосиликата раствором хлористого натрия были просмотрены под микроскопом, для них сняты дифрактограммы. Изучение показало, что при температуре 500° С начинается кристаллизация стекла, что сопровождается незначительным переходом молибдена в гидротермальный раствор. При 600° С наблюдается обильная кристаллизация алюмосиликатов, в частности альбита, установленного по дифрактограмме. Строение спека агрегатное. Средний показатель светопреломления вещества равен 1,537±0,005. В межкристальных пространствах скапливается остаточная жидкость, застывшая в стекло, в которой, по-видимому, сосредоточивается молибден, вольфрам (вероятно, и другие тяжелые элементы). Из этого межкристального вещества и происходит выход указанных элементов в раствор. Следовательно, кристаллизация или перекристаллизация минералов горных пород от-

жимает в остаточную жидкость рудные элементы (W, Mo), находящиеся в породе в незначительных концентрациях; при этом они приобретают способность переходить в гидротермальный раствор. Таков механизм процесса формирования гидротермального рудосодержащего раствора.

Процесс формирования гидротермального рудосодержащего раствора достаточно сложен и приведенные соображения не могут быть распространены в полной мере на все рудные элементы. Влияют на него, в частности, химические особенности каждого из элементов. Этому пример — поведение молибдена и вольфрама в гидротермальном растворе.

Работа этого направления начата недавно и полученные результаты следует рассматривать как предварительные.

ЛИТЕРАТУРА

Овчинников Л. Н., А. М. Масалович. 1966. Взаимодействие воды с калиевым полевым шпатом и биотитом в критической области. В сб.: «Исслед. природн. и технич. минералообраз.». М., изд. «Наука».

Попов А. А. 1962. К характеристике процесса взаимодействия полевых шпатов с водой в динамических условиях. В сб.: «Эксперим. исслед. в области глубинн. процессов». М., изд. АН СССР.

Саўков А. А. 1960. Несколько замечаний о гидротермальных растворах и гидротермальных месторождениях. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 46.

Смирнов В. И. 1965. Геология полезных ископаемых. М., изд. «Недра».

Студеникова З. В., М. И. Глинкина, К. И. Корнилова. 1960. К геохимии вольфрама и молибдена. В кн.: «Междунар. геол. конгресс, XXI сессия», Геохимические циклы. М., Госгеолтехиздат.

Судовиков Н. Г. 1955. К вопросу о возможной связи гидротермального оруденения с гранитизацией. В сб.: «Магматизм и связь с ним полезн. ископ.». М., изд. АН СССР.

Феодотьев К. М. 1962. Изменение микроклина под воздействием гидротермального раствора. В сб.: «Экспер. исслед. в обл. глубинн. процесс.». М., изд. АН СССР.

Хитаров Н. И. 1953. Экспериментальная характеристика устойчивости кварца и миграция кремнезема в гидротермальных условиях. В кн.: «Тр. 4 совещ. по экспер. минер. и петрогр.», вып. 2. М., изд. АН СССР.

Хитаров Н. И. 1958. О взаимодействии олигоклаза с водой в условиях повышенных температур и давлений. В кн.: «Тр. 5 совещ. по экспер. и технич. минер. и петрогр.». М., изд. АН СССР.

Хитаров Н. И. 1961. Вопросы формирования гидротермальных растворов. Тр. Лабор. вулканол., вып. 19.

Ходаковский И. Л., И. В. Мишин. 1968. О произведении растворимости молибдата и вольфрамата кальция и соотношении повеллитовой и шеелитовой минерализации в гидротермальных условиях. «Геол. рудн. местор.», № 5.

Morey G. W., J. M. Hesselgesser. 1951. The solubility of some minerals in superheated steam at high pressures. Econ. Geol., vol. 46, No 8.

Sourirajan S., G. C. Kennedy. 1962. The system H_2O—NaCl at elevated temperatures and pressures. Amer. Journ. Sci., vol. 260, No 2.

НЕКОТОРЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ИЗУЧЕНИЯ ВОЛЬФРАМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

СУЛЬФИДНО-ВОЛЬФРАМОВЫЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Д. О. Онтоев

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР

Исключительно важное значение сульфидно-вольфрамовых месторождений подчеркивалось рядом исследователей. О. Д. Левицкий (1939) среди вольфрамовых месторождений впервые выделил три типа: 1) грейзеновый, 2) кварцево-вольфрамитовый, 3) кварцево-сульфидно-вольфрамитовый. Н. И. Наковник (1954) различал несульфидные и существенно сульфидные грейзеновые месторождения. Значительное развитие сульфидного оруденения в вольфрамовых месторождениях позднее отмечали и другие исследователи (Матвеенко, 1959; Онтоев, 1962; Бородаев, Орлов, 1962; Дорофеев, 1961; Щеглов, 1964; Степанов, 1966; Сотников, 1966а, б; Li Tung, 1959).

Геологоразведочная и горно-эксплуатационная практика последних десятилетий у нас и за рубежом показала, что названные месторождения имеют крупный масштаб, а элементы сульфидных руд: Mo, Bi, Cu, Pb, Zn и др.— могут быть рентабельно извлечены как попутные компоненты. Поэтому углубленное изучение особенностей геологии, минералогии, геохимии и условий образования сульфидно-вольфрамовых месторождений имеет актуальное значение.

В настоящей работе на основании личных наблюдений и литературных данных сделана попытка сравнительного анализа рассматриваемых месторождений с выделением соответствующих рудных формаций.

В геохимическом аспекте сульфидно-вольфрамовые месторождения характеризуются тесной ассоциацией вольфрама, с одной стороны, с молибденом, а с другой — с оловом, а также с бериллием, висмутом, медью, цинком, свинцом и другими элементами. Другой примечательной чертой этих месторождений в отличие от несульфидных или малосульфидных вольфрамовых месторождений является исключительно высокая концентрация серы наряду со фтором. Указанные особенности обусловливают широкое распространение в составе рудных тел разнообразных сульфидных минералов (от простых сульфидов до сложных сульфосолей) и интенсивное развитие некоторых из них в околорудных метасоматитах. В зависимости от геологической среды, в частности от литологического состава вмещающих пород, выделяются, как известно, две большие группы вольфрамовых месторождений — вольфрамитовая и шеелитовая. Процессы минералообразования в обоих группах месторождений сопровождаются образованием характерных минеральных ассоциаций. Совокупность перечисленных особенностей позволяет при анализе сульфидно-вольфрамовых месторождений применить формационный принцип.

Геологическая среда	Ведущие металлы	Рудные формации	Геолого-структурная позиция	Вмещающие породы	Формы рудных тел	Стадии минерализации
1	2	3	4	5	6	7
Алюмосиликатная	Mo— W	I. Молибденит-сульфидно-вольфрамитовая	Эндо- и экзо-контактовые зоны рудоносных интрузивов биотитовых гранитов. Трещинные структуры разрыва и скола, сопряженные с разломами и со становлением интрузивов	Граниты, гранодиориты, диориты, дайковые породы, метаморфические и песчано-глинистые сланцы	Шток верки, жилы	1. Дорудная полевошпатовая 2. Пиритомолибденитовая 3. Ранняя сульфидно-гюбнеритовая 4. Поздняя сульфидно-гюбнеритовая 5. Халцедоновидного кварца
	W	II. Кварцево-сульфидно-вольфрамитовая		Граниты, гранодиориты, диориты, песчано-глинистые сланцы и др.	Жилы	1. Грейзеновая 2. Ранняя кварцево-сульфидно-вольфрамитовая 3. Поздняя кварцево-сульфидно-гюбнеритовая 4. Халцедон, кварц
		III. Вольфрамито-сульфидно-шеелитовая	Надынтрузивная зона, реже экзоконтакты эродированных массивов гранитов. Сетчатая структура в местах пересечения разломов или в участках их подновления	Флишоидные терригенно-осадочные, вулканогенные (кварцевые порфиры, дациты, порфиры) и метаморфические породы, реже гранитоиды	Шток-верки	1. Кварцево-полевошпатовая 2. Вольфрамит-сульфидно-шеелитовая 3. Кварцево-карбонатно-сульфидная 4. Безрудная кварцево-карбонатная
	Sn—W	IV. Касситерито-сульфидно-вольфрамитовая	Зоны рассланцевания и брекчирования. Интрузивы отсутствуют	Терригенно-осадочная, осадочно-вулканогенная и метаморфиче-	Жилы и зоны	1. Кварцево-касситеритовая 2. Касситерито-сульфидно-вольфрамитовая

Главные элементы стадий*	Характерные минеральные ассоциации отдельных стадий**	Околорудные изменения	Соотношение Вфл : Шл	Глубина оруденения, *м*	Примеры месторождений
8	9	10	11	12	13
K, Na	Ал, Мк, Кв, Би	Площадная альбитизация и микроклинизация		100—700	Джида и Булуктай (Западное Забайкалье); Караоба, Коктенкуль (Центральный Казахстан); Кок-Куль (Алтай)
Mo (Bi)	Мк, Кв, Млд, Пр, Фл, Айк, Шл, Гб	Околотрещинная микроклинизация			
W, Bi, (Zn, Su)	Кв, Гб, Мк, Му, Фл, Пр, Айк, Сф, Хп, Ви	Грейзенизация I			
W, Pb, Zn, Cu	Кв, Гб, Му, Пр, Фл, Гл, Сф, Хп, Бл	Грейзенизация II и серицитизация			
—	Кв, Фл, Пр, Мрк	Аргиллитизация			
(Mo, W, Bi)	Кв, Му, Вфл, Млд	Площадная грейзенизация		200—400	Букука, Белуха и Бом-Горхон в Западном Забайкалье; Саргордон в Средней Азии; Австралия (Хетчес-Крик); Боливия (Хукамарания, Мерседес, Чикото и Чойлла); США (Бориана, Има)
W, Bi (Zn, Cu, Fe, As)	Кв, Му, Вфл, Пр, Всм, Млд, Арс, Хп, Прт, Сф, Кз, Лил, Ви	Грейзенизация II			
W, Pb, Zn, Cu	Кв, Гб, Пр, Гл, Сф, Хп, Трп, Рдх, Фл, Сер	Грейзенизация III и серицитизация			
—	Кв, Ка, Ру, Мрк	Аргиллитизация			
K, Na, (Mo, W)	Ал, Мк, Кв, Би, Пр, Шл, Арс, Млд	Микроклинизация		500—1000	Кти-Тиберда и др. (Северный Кавказ); Урзарсайское (Алтай); Верхнее Кайракты (Центральный Казахстан); КНР (Ляньхуашань)
W, Bi (Mo, As, Cu, Zn)	Кв, Мк, Му, Вфл, Шл, Арс, Всм, Пр, Хп, Сф, Фл	Грейзенизация	3 : 1—1 : 5		
Pb, Zn, Cu	Кв, Ка, Гл, Сф, Хп, Пр, Хл	Серицитизация и реже хлоритизация			
—	Кв, Ка, Пр, Мрк	Карбонатизация			
Sn (As)	Кв, Кс, Пр, Арс, Шл	Грейзенизация, окварцевание, березитизация	2 : 1—1 : 6	200—400	Икуно и Акенобе (Япония); Аберфоулл, Шеферд и Морфи (Тасмания); Маунт-Плезент (Канада); Португалия (Баралья и Сидейра)
W, Sn (Cu, Bi)	Влф, Кв, Тпз, Фл, Кс, Млд, Всм, Хп, Сф, Пр				

1	2	3	4	5	6	7
				ская толща, реже интрузивы гранитоидов		3. Кварцево-сульфидная 4. Безрудная кварцевая
Карбонатная, перемежающаяся с алюмосиликатной	W	V. Скарново-сульфидно-шеелитовая	Экзоконтактовая зона гранитных массивов. Узлы пересечения благоприятных карбонатных горизонтов с секущими разломами	Известняки, мрамора и известковистые доломиты среди терригенно-осадочной, вулканогенной и метаморфической толщи	Пластовые, пластообразные и другие неправильные залежи и тела	1. Скарновая 2. Кварцево сульфидно-шеелитовая 3. Карбонатно-сульфидная 4. Безрудная кварцево-карбонатная

* В скобках—важные сопутствующие металлы.
** Айк — айкинит; Ал — альбит; Анк — анкерит; Арс — арсенопирит; Би — биотит; Бл — блеклые ру
Гл — галенит; Гр — гранат; Ка — кальцит; Кв — кварц; Кз—козалит; Кс — касситерит; Лил — лиллианит;
Прт — пирротин; Сер — серицит; Сф — сфалерит; Тпз — топаз; Трп — триплит; Фл — флюорит; Флг — фло

Под термином „рудная формация" мы понимаем группу месторождений, образовавшуюся в близких геологических и физико-химических условиях и характеризующуюся определенной геохимической ассоциацией ведущих металлов, сходными по составу минеральными комплексами, слагающими руды и околорудно-измененные породы. Эта формулировка близка к определению рудной формации, данному другими авторами (Смирнов, 1937; Вольфсон, 1962; Захаров, 1959, 1965; Кузнецов, 1966; Константинов, 1966). Вместе с тем нам представляется необходимым подчеркнуть в этом понятии важность геохимической ассоциации ведущих металлов той или иной рудной формации, особенно для месторождений с комплексными рудами. В соответствие с этим можно выделить следующие сульфидно-вольфрамовые рудные формации (таблица):

а) в алюмосиликатной среде

I. молибденит-сульфидно-вольфрамитовую;

II. кварцево-сульфидно-вольфрамитовую;

III. вольфрамито-сульфидно-шеелитовую;

IV. касситерито-сульфидно-вольфрамитовую;

б) в карбонатной среде (или перемежающейся толще карбонатных и алюмосиликатных пород)

V. скарново-сульфидно-шеелитовую.

Ниже приводится краткая характеристика выделенных сульфидно-вольфрамовых рудных формаций.

I. Молибденит-сульфидно-вольфрамитовая формация. Месторождения этой формации пространственно и генетически связаны с небольшими гипабиссальными интрузивами биотитовых гранитов. Размещение последних контролируется разрывными нарушениями (глубинные разломы), возникшими либо в связи с поздними стадиями развития геосинклиналей, либо в результате процессов тектонической активизации в более древних геологических структурах. В том и другом случае становление

Продолжение табл.

8	9	10	11	12	13
Cu, Zn, Pb	Кв, Хп, Гл, Сф, Бл, Пр				
—	Кв, Пр, Мрк				
(Na)	Гр, Прк, Влс, Амф, Плг. Ал, Эп, Пр	Скарнирование, альбитизация		300—500	Приморье, Северо-Восток СССР, Средняя Азия (Майхура, Ингичке, Тогабысар и др.); Флит-Ривер (Канада); Сангдонг (Южная Корея); Чен-Чан (КНР); Пайн-Крик, Магдален (США); Морелос (Мексика)
W, Bi, Cu (Mo, Zn)	Кв, Шл, Фл, Флг, Му, Млд, Всм, Пр, Прт, Сф, Хп, Ви	Окварцевание, грейзенизация			
Pb, Zn, Cu	Ка, Анк, Гл, Сф, Хп, Пр, Бл	Серицитизация			
—	Кв, Ка, Пр, Цл	Карбонатизация			

ды; Ви — висмут самородный; Влс — волластонит; Влф — вольфрамит; Всм — висмутин; Гб — гюбнерит; Мк — микроклин; Млд — молибденит; Му — мусковит; Плг — плагиоклаз; Пр — пирит; Прк — пироксен; гопит; Хл — хлорит; Хп — халькопирит; Цл — цеолиты; Шл — шеелит; Эп — эпидот.

рудоносных интрузивов было многофазовое и сопровождалось выделением внутриминерализационных даек I этапа.

Оруденение локализовано в апикальных частях гранитных массивов и в их экзоконтактовых зонах. Преобладают штокверковый и жильный типы оруденения. Формирование месторождений рассматриваемой формации многостадийное. Главные и второстепенные элементы, характерный минеральный состав и околорудные изменения пород отдельных стадий приведены в таблице. В процессе последовательного проявления эндогенной минерализации устанавливается отчетливое изменение катионного состава постмагматических растворов, что отражено в указанной таблице.

Широкое развитие фторсодержащих минералов (флюорит, слюды) и сульфидов не только в составе рудных прожилков и жил, но и в околорудно-измененных породах указывает на насыщенность рудоносных растворов фтором и серой. Изучение распределения последних в околорудных метасоматитах, образовавшихся в разные стадии минерализации, показало, что максимумы содержаний указанных летучих компонентов практически не только совпадают друг с другом, но и соответствуют максимальному значению отношения K/Na (Онтоев, 1967).

Особенности околорудных изменений вмещающих пород в различные стадии минерализации указывают на изменения режима кислотности — щелочности растворов. В дорудную и пирито-молибденовую стадии широко проявлены соответственно площадная микроклинизация и альбитизация гранитов и околопрожилковая микроклинизация, свидетельствующие о заметном щелочном характере растворов. В последующие сульфидно-гюбнеритовые стадии проявлены процессы кислотного выщелачивания с образованием различных фаций околожильных грейзенов, в том числе флюорит-пирит-слюдистых метасоматитов («березитов») по породам более основного, чем граниты, состава (Онтоев, 1968).

В пространственном распределении минеральных комплексов разных стадий наблюдается горизонтальная зональность относительно массивов рудоносных гранитов: продукты начальных стадий локализованы в апикальных частях рудоносных интрузивов и в их ближайших экзоконтактовых зонах, ранней сульфидно-гюбнеритовой стадии — в широкой экзоконтактовой полосе и поздней сульфидно-гюбнеритовой — в наиболее удаленной зоне от гранитного массива.

Глубина промышленного оруденения меняется от первых сотен метров (в апикальной части гранитного массива) до 700—800 *м* в наиболее удаленной от интрузива минеральной зоне. Типичными представителями этой формации являются Джидинское и Булуктаевское месторождения в Западном Забайкалье и, возможно, некоторые месторождения Центрального Казахстана (Караоба, Коктенкуль и др.), Алтая (Кок-Куль).

II. Кварцево-сульфидно-вольфрамитовая формация. Месторождения данной формации также связаны с интрузивами биотитовых гранитов и локализованы в эндо- и экзоконтактовых их зонах. Оруденение контролируется трещинными структурами, имеющими часто сколовый характер и возникающими в связи с тектоническими процессами в поздние стадии развития геосинклиналей или в областях активизации. Нередко дорудные дайки порфиритов и лампрофиров и рудные тела приурочены к одним и тем же тектоническим нарушениям, имеющим глубокое заложение. Преобладает жильный тип оруденения. Характерные элементы, минеральный состав жил и околорудные изменения пород отдельных стадий приведены в таблице.

В раннюю сульфидно-вольфрамитовую стадию растворами привнесены большие количества W, Bi, Zn, Cu, F, и S, что привело к образованию промышленно важных рудных жил, очень богатых вольфрамом, медью и висмутом. Местами наблюдается привнос также железа и мышьяка с образованием существенно кварц-арсенопирит-пирротин-ферберитовых месторождений (Чикото-Гранд и Чойлла в Боливии).

Тесная ассоциация вольфрамита этой стадии с сульфидными минералами выражается не только в тесном их срастании и последовательном отложении сульфидов вслед за вольфрамитом, но и в их зональном распределении (зональность отложения). В одних случаях участки жил, богатые вольфрамитом, сменяются по простиранию и падению существенно сульфидными (пирит-сфалеритовыми и халькопирит-сфалерит-пирротиновыми) рудами (Онтоев, 1962), в других — висмутинсодержащие пирит-вольфрамитовые руды с глубиной переходят в халькопирит-пирротин-вольфрамитовые руды с самородным висмутом (Онтоев, 1964). Околорудные изменения вмещающих пород выражены в образовании различных фаций околожильных грейзенов, богатых флюоритом и пиритом. Эти данные, а также минеральные ассоциации рудных жил указывают на значительное обогащение рудоносных растворов разных стадий такими анионами, как фтор и сера.

К рассматриваемой формации относятся Букукинское, Белухинское и Бом-Горхонское месторождения в Забайкалье, Саргордонское в Средней Азии. К этой формации следует отнести некоторые месторождения Австралии (Хетчес-Крик), Боливии (Мерседес, Хукамарания) и США (Бориана, Има), которые характеризуются высоким содержанием в рудах меди (от 0,5—0,7 до 6—10%) и висмута (до 1—2%), а также пирротин-арсенопирит-ферберитовые месторождения Боливии (Чикото-Гранд, Чойлла).

III. Вольфрамито-сульфидно-шеелитовая формация. Месторождения данной формации залегают в экзоконтактовой зоне интрузивов биотитовых гранитов, а также в надинтрузивной зоне скрытых на глубине гранитных массивов. В последнем случае характерно появление ореола

контактовых роговиков и обилие в нем дайковых пород. Месторождения, как правило, залегают в алюмосиликатных породах, среди которых развиты флишоидные терригенно-осадочные, вулканогенные (кварцевые порфиры, дациты, порфириты), метаморфические (гранито-гнейсы, метаморфические сланцы, амфиболиты) и реже интрузивные породы. В составе вмещающих толщ карбонатные породы отсутствуют или имеют крайне незначительное развитие.

Литологической особенностью алюмосиликатных пород является то, что в них присутствуют мощные горизонты пород, богатые известью, такие как амфиболиты, порфириты, габбро-диабазы, карбонатсодержащие (до 2—3 %CaO) терригенно-осадочные толщи, которые могут рассматриваться как источник кальция, необходимого для образования значительного количества шеелита.

Структурные условия месторождений контролируются тектоническими процессами, либо проявленными локально в связи со становлением рудоносных интрузивов, либо связанными с подновлением древних разломов. В первом случае возникают изометричные штокверковые тела с взаимно пересекающимися рудоносными прожилками в надинтрузивной зоне (Щерба, 1960; Оболенский, 1960) или с радиально-концентрическим расположением таковых в экзоконтактовой зоне гранитных массивов. Во втором случае образуются линейные рудоносные зоны штокверкового типа (Li Tung, 1959; Быбочкин, 1965). Жильный тип оруденения имеет подчиненное значение.

Чрезвычайно характерно образование на ранней стадии многочисленных кварцево-полевошпатовых, полевошпатовых (преимущественно альбит-микроклиновых) прожилков с биотитом и пиритом с незначительным количеством шеелита, молибденита, арсенопирита и др. В следующую стадию образуются основные вольфрамоносные кварцевые и кварцево-микроклиновые прожилки с вольфрамитом или ферберитом, шеелитом, молибденитом, флюоритом, висмутином, халькопиритом, пирротином и сфалеритом. При этом шеелит образует тесную ассоциацию с сульфидами (Бетехтин, 1953). Изменения пород этой стадии — грейзенизация и частичная флогопитизация (в амфиболитах). В позднюю сульфидную стадию образуется основная масса галенита, сфалерита и халькопирита в ассоциации с кварцем, карбонатом и хлоритом. Изменение пород —серицитизация. Соотношение между вольфрамитом и шеелитом в рудах колеблется в широких пределах (от 3 : 1 до 1 : 5) и зависит главным образом от литологического состава вмещающих алюмосиликатных пород.

Месторождения этой формации обычно крупные по своему масштабу и оруденение в них прослеживается иногда на большую глубину. К этой формации относятся некоторые месторождения Северного Кавказа (Кти-Тиберда, Блыбское и др.), Алтая (Урзарсайское) и Центрального Казахстана (Верхнее Кайракты), а также КНР (Ляньхуашань).

IV. Касситерито-сульфидно-вольфрамитовая формация. Месторождения этой формации залегают в терригенно-осадочной, осадочно-вулканогенной и метаморфической толще. Интрузивы гранитоидов вблизи месторождений отсутствуют. Известны многочисленные дорудные дайки андезитов и кварцевых порфиров. Последние, возможно, указывают на наличие на глубине интрузивных пород. Так, на месторождении Аберфоулл (Connolly, 1963) на глубине 350—400 *м* вскрыт гранитный массив. Оруденение жильного типа приурочено к тектоническим зонам скалывания и брекчирования, подвергшимся неоднократным подвижкам. Минеральный состав рудных жил разных стадий минерализации показан в таблице. В первую стадию растворами привнесены главным образом олово, встречающееся в кварцевых жилах в форме радиально-лу-

чистых глобулярных метаколлоидных агрегатов касситерита (Kato, 1928) и небольшие количества меди и вольфрама (шеелит). В следующую стадию наряду с оловом привносятся основная масса вольфрама, заметное количество меди, висмута, серы и фтора (топаз, флюорит). Кварцево-сульфидная стадия характеризуется образованием массивных и вкрапленных сфалерит-халькопиритовых руд с привносом больших количеств меди, цинка, серы и других элементов. В стадию безрудного кварца иногда отмечается небольшое количество теллуридов золота и серебра (Kato, 1927).

Околорудные изменения вмещающих пород выражены в окварцевании, березитизации и хлоритизации. Заметное развитие топаза и флюорита, обилие сульфидных минералов и карбонатов указывают, что в анионном составе растворов большую роль играли фтор, сера и углекислота.

Глубина промышленного оруденения достигает 350 *м*. В пределах этого интервала в отдельных месторождениях наблюдается прямая вертикальная зональность, выраженная в локализации существенно медных руд на верхних горизонтах, а вольфрамовых и оловянных — на средних и нижних (Япония). В других месторождениях с глубиной возрастает отношение вольфрама к олову (Тасмания).

К рассматриваемой формации относятся известные медно-касситерито-вольфрамитовые месторождения Японии (Икуно, Акенобе и др.), некоторые месторождения Тасмании (Аберфоулл, Морфи, Шеферд). К этой формации следует отнести также недавно открытое месторождение Маунт-Плезент (Канада) (Black, 1961).

V. Скарно-сульфидно-шеелитовая формация. Месторождения этой формации залегают в перемежающейся толще карбонатных, терригенно-осадочных и вулканогенных пород в экзоконтактовой зоне интрузивов биотитовых гранитов и реже гранодиоритов,* с которыми намечается и их генетическая связь. Местами интрузивы на дневной поверхности отсутствуют и наличие таковых на глубине подтверждается ореолом контактовых роговиков и различными дайками кислого состава.

Рудоносные скарны часто приурочены к одному или нескольким пластам или линзам известняков среди терригенно-осадочных и осадочно-вулканогенных пород и, как правило, имеют пластообразную форму, согласную с залеганием вмещающих пород. Однако шеелитовое оруденение часто выходит за пределы собственно скарновых тел и захватывает широкую зону околоскарновых метасоматитов.

Вслед за контактовым метаморфизмом постмагматические процессы начинаются со скарновой стадии, в течение которой диффузионным и инфильтрационным путем образуются волластонит-пироксеновые, пироксен-гранатовые и гранатовые скарны, а также околоскарновые пироксен-плагиоклазовые и амфибол-пироксен-плагиоклазовые метасоматиты. На скарны, которые местами рассечены дайками аплита (Блохина, 1958), накладывается следующая кварцево-сульфидно-шеелитовая стадия. В эту стадию в скарновых зонах происходит процесс разложения скарновых минералов, сопровождаемый интенсивным окварцеванием скарнов (Дорофеев, 1961; Степанов, 1966; Yong, 1963) с последующим отложением шеелита, сульфидных и других минералов, что приводит к образованию сульфидно-шеелито-кварцевых метасоматитов. В составе последних, кроме кварца и шеелита (до 25—30%), широко

* Отдельные авторы (Блохина, 1958; Иванов, Левашов, 1961) отмечают генетическую связь скарново-шеелитовых месторождений с интрузивами гранодиоритов. Однако присутствие внутриминерализационных даек кислого состава (аплиты, гранит-порфиры) указывает на наличие на глубине гранитов как возможного источника вольфрама.

развиты флюорит (до 10%), темная слюда, молибденит, пирротин, халькопирит, сфалерит, висмутин и др. В зависимости от количественных соотношений кварца, шеелита и сульфидов различают массивные шеелитовые и сульфидно-шеелитовые и вкрапленные кварцево-шеелитовые и кварцево-сульфидно-шеелитовые руды. Характерно повсеместное развитие в рудах темной слюды типа флогопита или сидерофиллита, количество которой иногда достигает до 40% (Yong, 1963).

В околоскарновых метасоматитах, роговиках, в дайках гранитов и в самих гранитах в эту стадию образуются многочисленные кварцево-шеелитовые прожилки и жилы с грейзеновой (мусковитовой) оторочкой, а также кварцево-мусковитовые грейзены и грейзенизированные зоны с вкрапленностью шеелита, флюорита и сульфидных минералов.

Из сульфидных минералов в рассматриваемых скарново-шеелитовых месторождениях наиболее широко развиты, с одной стороны, пирротин, халькопирит, висмутин и различные сульфосоли висмута, а с другой — сфалерит и галенит. В первом случае образуются комплексные висмут- и медьсодержащие пирротин-шеелитовые руды, в которых содержания (в %) WO_3 — около 1—2, Cu — 0,5—1% и Bi — сотые и десятые доли. При этом в некоторых месторождениях (Морелос, Мексика) медь входит изоморфно в состав шеелита (купрошеелит). Во втором случае возникают комплексные сфалерит-галенит-шеелитовые руды, содержащие, по данным А. М. Быбочкина (1965), до 5—10% Pb и Zn, 0,2—0,8% WO_3 (Чен-Чан, КНР, Магдален, Нью-Мексика, США) (Austin, 1960). В соответствии с этим месторождения данной формации могут быть подразделены на два минеральных типа: скарново-халькопирит-пирротин-шеелитовый и скарново-сфалерит-галенит-шеелитовый.

Если скарновая стадия минерализации по своим кислотно-основным характеристикам относится к ранней щелочной стадии постмагматических процессов, то кварцево-сульфидно-шеелитовая стадия сопровождается кислотным выщелачиванием (окварцевание, грейзенизация) и соответствует кварц-сульфидно-вольфрамитовой стадии в других рудных формациях, залегающих в алюмосиликатной среде.

Месторождения этой формации имеют очень крупный масштаб, и оруденение в них прослеживается до глубины 300—400 *м*. К данной формации относятся некоторые месторождения СССР (Приморье; Северо-Восток; Средняя Азия — Майхура, Ингичке и др.), КНР (Чен-Чан), Кореи (Сангдонг), Канады (Флит-Ривер), США (Пайн-Крик, Магдален), Австралии (Кинг-Айленд) и др.

Для рассмотренных сульфидно-вольфрамовых рудных формаций характерны некоторые общие генетические особенности. Прежде всего, они пространственно и генетически связаны с интрузивами биотитовых гранитов, сформированных на умеренных глубинах (1—3 *км*). Намечается определенная геохимическая специализация рудоносных гранитоидных интрузивов, а именно с существенно молибдено-вольфрамовой, преимущественно вольфрамовой и преобладающей оловянно-вольфрамовой минерализацией.

Формирование рудоносных интрузивов в большинстве случаев многофазовое и, как правило, сопровождается образованием внутриминерализационных даек I этапа внедрения (Щерба, 1960; Повилайтис, 1957; Чухров, Ермилова, 1964; Онтоев, 1968), указывающих на длительное существование гранитоидного очага на глубине. Между тем для гранитоидных интрузивов, с которыми связаны бессульфидные или малосульфидные вольфрамовые месторождения, внутриминерализационные дайки менее характерны или вообще отсутствуют.

Размещение рудоносных интрузивов и связанных с ним месторождений контролируется крупными разрывными нарушениями (типа глу-

бинных разломов), возникшими либо в поздние стадии развития геосинклиналей, либо в областях тектонической активизации в пределах более древних геологических структур.

Возникновение тех или иных сульфидно-вольфрамовых рудных формаций определяется следующими основными факторами:

а) геохимической ассоциацией ведущих металлов (Mo, W, Sn, Bi, Cu, Zn, Pb) и летучих компонентов (F, S), отражающих в той или иной мере исходную геохимическую специализацию гранитоидных интрузивов;

б) влиянием геологической среды, в частности литологического состава вмещающих пород, когда в алюмосиликатной среде образуются

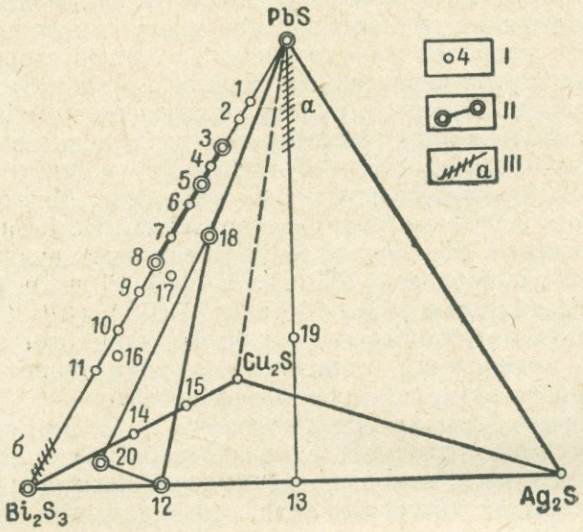


Рис. 1. Диаграмма состав – парагенезис минералов в системе Bi_2S_3—PbS – Cu_2S—Ag_2S.

1 — минералы, известные в данной системе (*1* — беегерит — $6PbS \cdot Bi_2S_3$; *2* — гунгарит — $4PbS \cdot Bi_2S_3$; *3* — лиллианит — $3PbS \cdot Bi_2S_3$; *4* — бурсаит — $5PbS \cdot 2Bi_2S_3$; *5* — козалит — $2PbS \cdot B_2S_3$; *6* — виттит — $5PbS \cdot 3Bi_2S_3$; *7* — бисмут-плагионит — $5PbS \cdot 4Bi_2S_3$; *8* — галеновисмутит — $PbS \cdot Bi_2S_3$; *9* — чивиатит — $2PbS \cdot Bi_2S_3$; *10* — каницарит — $PbS \cdot 9Bi_2S_3$; *11* — устарасит — $PbS \cdot 3Bi_2S_3$; *12* — павонит — $Ag_2S \cdot 3Bi_2S_3$; *13* — α-β-матильдит — $Ag_2S \cdot Bi_2S_3$; *14* — эмплектит — $Cu_2S \cdot Bi_2S_3$; *15* — виттихинит — $3Cu_2S \cdot Bi_2S_3$; *16* — рецбаниит (?) — $3PbS \cdot Cu_2S \cdot 5Bi_2S_3$; *17* — бенжаминит — $2PbS \cdot (Cu, Ag)_2S \cdot 2Bi_2S_3$); *18* — айкинит — $2PbS \cdot Cu_2S \cdot Bi_2S_3$; *19* — бетехтинит — $(Pb, Ag)S \cdot 6(Cu, Fe)_2S$; *20* — сульфосоль висмута меди и серебра состава $(Cu, Ag)_2S \cdot 2, 6Bi_2S_3$); *II* — наблюдаемые парагенезисы минералов в вольфрамовых месторождениях; *III* — твердые растворы (*а* — α-$AgBiS_2$ — PbS; *б* — PbS — Bi_2S_3).

существенно вольфрамитовые и вольфрамито-шеелитовые месторождения, а в карбонатной или перемежающейся толще карбонатных и алюмосиликатных пород — скарново-шеелитовые;

в) многостадийным формированием месторождений, устанавливаемым по комплексу магматических (внутрирудные дайки), геологоструктурных и минералого-геохимических критериев;

г) изменениями физико-химических условий на путях циркуляции растворов отдельных стадий с образованием характерных минеральных ассоциаций, богатых сульфидами.

Постмагматические процессы в отдельных рудных формациях начинаются с образования дорудных метасоматитов (альбит-микроклиновые, скарновые и околоскарновые). Далее в зависимости от геохимической специализации рудоносных гранитов проявлены либо кварц-пирит-

молибденитовая, либо кварц-касситеритовая, или, наконец, стадия площадной грейзенизации с подчиненным развитием минералов вольфрама, висмута, бериллия, цинка, и других элементов. Последующие основные вольфрамоносные стадии минерализации проявлены более или менее однотипно в разных рудных формациях.

В месторождениях, залегающих в алюмосиликатной среде, выделяются ранняя и поздняя кварц-сульфидно-вольфрамитовые (и местами вольфрамит-сульфидно-шеелитовая) стадии минерализации. В первом случае наблюдается тесная ассоциация вольфрамита преимущественно с сульфидами молибдена, висмута (висмутин и сложные сульфосоли висмута), железа (пирит и пирротин), меди (халькопирит) и частично цинка (сфалерит). Во втором случае отмечается тесная ассоциация вольфрамовых минералов (гюбнерит, шеелит), главным образом с сульфидами свинца (галенит), цинка (сфалерит) и меди (халькопирит, блеклые руды и др.) и некоторыми минералами марганца (триплит, родохрозит).

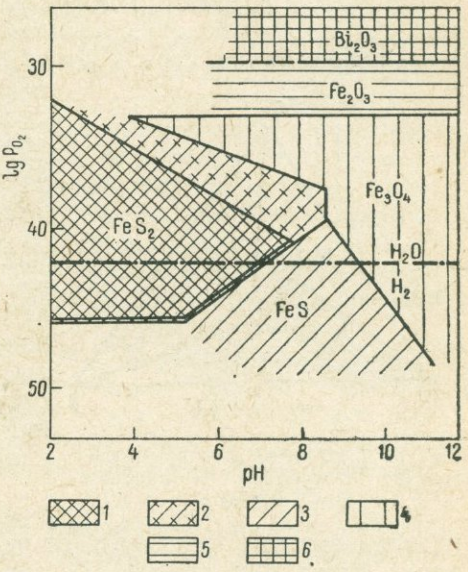


Рис. 2. Совмещенная диаграмма lg P_{O_2} — pH для минералов Bi и Fe при 250°C и активности сульфидной серы 0,1 *моль/л*. По Г. Р. Колонину (1965).

1 — поле висмутина и пирита; *2* — поле висмута и пирита; *3* — поле висмута и пирротина; *4* — поле висмута и магнетита; *5* — поле висмута и гематита *6* — поле окиси висмута.

В скарново-сульфидно-шеелитовых месторождениях наиболее интенсивно проявлена кварц-сульфидно-шеелитовая стадия с флюоритом, слюдами, пирротином, халькопиритом, молибденитом и минералами висмута и местами собственно сульфидная стадия (сфалерит, галенит и др.). Характерно образование купрошеелита и тунгстенита. Конечная безрудная стадия, как правило, представлена жилами и прожилками халцедоновидного кварца и кальцита с поздними флюоритом, пиритом, марказитом и местами ферберитом.

В ходе последовательного проявления во времени эндогенной минерализации имело место существенное изменение состава исходных постмагматических растворов. Оно прежде всего выражается в изменении катионного состава растворов: молибден или олово начальных стадий минерализации сменяются вольфрамом, висмутом, частично медью и цинком в среднюю, а затем, вольфрамом, свинцом, цинком и медью при отсутствии или крайне слабом развитии висмута в позднюю стадию. В связи с этим меняется и минеральная форма нахождения отдельных металлов. Весьма характерный для рассматриваемых вольфрамовых рудных формаций висмут наблюдается в различных минеральных формах. На ранних стадиях минерализации он встречается в форме висмутина и сложных сульфосолей. Среди последних отмечается образование двух групп сульфовисмутитов (рис. 1): а) существенно свинцово-висмутовые, представленные рядом лиллианит-козалит-галеновисмутит и б) преимущественно медно-свинцово-висмутовые типа айкинита и его аналогов, а также медно-серебряно-висмутовая сульфосоль, близкая к купропавониту (Шадлун, Онтоев и др., 1969). В некоторых случаях наблюдается

парагенетическая ассоциация самородного висмута и пирротина, характеризующая восстановительную среду и низкую активность в растворах иона S^{-2} (рис. 2). В этих условиях недостаток серы компенсируется вхождением теллура и селена в кристаллическую решетку с образованием тетрадимида и других Te- и Se-содержащих минералов (рис. 3). На поздней кварцево-сульфидно-вольфрамитовой стадии висмут встречается исключительно в составе галенита в виде твердого раствора α-матильдит—галенит, где имеет гетеровалентное замещение по схеме $2Pb^{2+} \rightarrow Bi^{3+}Ag^{+}$ (Онтоев и др., 1960).

Широкое развитие сульфидных минералов не только в составе самих руд, но и в околорудно-измененных породах, высокая концентрация в последних калия, серы и фтора позволяют предполагать, что рудоносными растворами наряду с катионами одновременно привносились большие количества калия, фтора, серы, что по анионному составу эти растворы были существенно фторсернистыми.

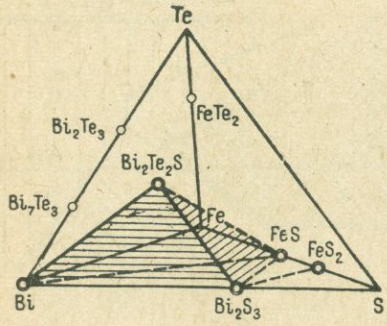


Рис. 3. Диаграмма состав—парагенезис минералов в системе Bi—Te—Fe—S.

Анализ современных данных о формах переноса тяжелых металлов, в том числе молибдена и вольфрама, позволил автору (Онтоев, 1967) высказать соображение о переносе этих элементов в разные стадии минерализации в форме сложных фторгидросульфидных и фторокситидросульфидных комплексных соединений.

Намечается заметное изменение физико-химических условий процесса минерализации при переходе от ранних стадий к поздним и в пределах отдельных стадий. По кислотно-основным свойствам растворы начальных (дорудных) стадий имели, вероятно, слабо и умеренно щелочной характер (альбитизация, микроклинизация, скарнирование), а поздних вольфрамовых стадий—умеренно кислый (грейзенизация, кварцевые и слюдистые метасоматиты). Минеральные ассоциации ранних стадий являются более высокотемпературными, чем поздних стадий, что подтверждается также данными минералотермических исследований. В пределах отдельных стадий рудоотложение регулировалось изменениями активностей ионов в растворах и режима кислотности, а также окислительно-восстановительными условиями и другими факторами.

Для сульфидно-вольфрамовых рудных формаций весьма характерна горизонтальная зональность относительно рудоносных интрузивов, которая выражается в локализации ранних стадий минерализации в апикальной части интрузивов или в их ближайшей экзоконтактовой зоне, а поздних — в наибольшем удалении от гранитных массивов. Вертикальная зональность наблюдается в жильных месторождениях отдельных формаций, причем отмечается как обратная (например, кварц-сульфидно-вольфрамитовые месторождения Забайкалья, КНР), так и прямая (Япония) вертикальная зональность. Другой важной особенностью месторождений этих формаций является то, что глубина распространения промышленного оруденения закономерно возрастает по мере перехода от апикальных частей интрузивов (не более 100—150 *м*) к ближайшей экзоконтактовой зоне (до 300—400 *м*) и достигает максимального значения (700—800 *м*) в наиболее удаленной от интрузива зоне.

Это обстоятельство наряду с пульсационным процессом эндогенной минерализации позволяет предполагать, что источники рудоносных растворов („внутриинтрузивные рудоносные очаги") отдельных стадий мине-

рализации последовательно опускались вниз от верхних близапикальных частей до более глубинных („прикорневых") частей гранитного интрузива и несколько смещались в сторону от его апикальных выступов.

Рассмотренные сульфидно-вольфрамовые рудные формации не нашли еще должного отражения в существующих систематиках эндогенных вольфрамовых месторождений. При этом в основу систематики вольфрамовых месторождений разными исследователями положены различные классификационные категории — либо генетические группы или типы, внутри которых выделяют минеральные типы (Первушин, 1959; Быбочкин, 1965, 1966), либо рудные комплексы, внутри которых различают минеральные типы разного генетического типа (Щеглов, 1964).

Отдельными авторами (Алявдин, 1961; Матвеенко, 1959; Бородаев, Орлов, 1962; Сотников, 1966а, б) для некоторых регионов предложена систематика вольфрамовых месторождений с выделением рудных формаций и подразделением их на минеральные типы. Однако среди этих авторов существуют разные точки зрения в отношении содержания и объема понятия «рудная формация». В целом в настоящее время отсутствует единая классификация эндогенных вольфрамовых месторождений. По нашему мнению, такая классификация должна быть построена на формационной основе, и в ней в достаточно полной мере должны найти отражение и выделенные нами сульфидно-вольфрамовые рудные формации.

В заключение необходимо отметить, что большое промышленное значение месторождений сульфидно-вольфрамовых рудных формаций определяются как крупными их масштабами, так и возможностью комплексного использования не только ведущих металлов (W, Sn, Mo), но и попутных компонентов существенно сульфидных руд, особенно висмута, серебра, меди, свинца и цинка, а также редких элементов (Te, Se, In, Cd). Представляют определенный интерес имеющиеся данные о заметной концентрации шеелита в некоторых полиметаллических месторождениях Восточного Забайкалья (Образцова, 1960) и США (Austin, 1960). В связи с этим целесообразно проведение ревизии на вольфрам ряда полиметаллических и некоторых сульфидных, существенно пирит-пирротиновых, месторождений в вольфрамоносных районах.

ЛИТЕРАТУРА

Алявдин В. Ф. 1961. Материалы к генетической классификации эндогенных вольфрамовых рудопроявлений Северо-Востока СССР. Бюллетень ВСЕГЕИ, № 3.

Бетехтин А. Г. 1953. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., изд. АН СССР.

Блохина Н. А. 1958. Грейзенизация и оруденение на скарновом месторождении Майхура. Изв. АН Тадж. ССР, № 1 (25).

Бородаев Ю. С., Р. Ю. Орлов. 1962. Генетические типы и эпохи формирования вольфрамового и молибденового оруденения западной части Большого Кавказа. Вестник Московск. ун-та, сер. IV, Геология, № 5.

Быбочкин А. М. 1965. Месторождения вольфрама и закономерности их размещения. М., изд. «Недра».

Быбочкин А. М. 1966. Генетические и промышленные типы вольфрамовых месторождений. «Разведка и охрана недр», № 3.

Вольфсон Ф. И. 1962. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. М., Госгеолтехиздат.

Дорофеев Д. Д. 1961. Один из типов вольфрамовых месторождений Восточной Якутии. В сб.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР», вып. 5.

Захаров Е. Е. 1959. К вопросу о классификации месторождений полезных ископаемых. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.

Захаров Е. Е. 1965. О некоторых вопросах классификации рудных месторождений. «Советская геология», № 9.

Иванов Ю. Г. и Г. Б. Левашов. 1961. К вопросу о типах вольфрамового оруденения. Информ. сборник, № 5. Изд. Приморск. геол. управл.
Константинов Р. М. 1966. Методы изучения и критерии выделения магматогенных рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях (на примере Восточного Забайкалья). В кн.: «Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока». М., изд. «Наука».
Кузнецов В. А. 1966. Генетические группы и формации эндогенных рудных месторождений и их значение для металлогенического анализа. Там же.
Левицкий О. Д. 1939. Вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья. В кн.: «Месторождения редких и малых металлов СССР», т. 2. М.—Л., изд. АН СССР.
Матвеенко В. Т. 1959. О вольфрамовом оруденении Северо-Востока СССР. «Геология рудных месторождений», № 2.
Наковник Н. И. 1954. Грейзены. В кн.: «Измененные околорудные породы и их поисковое значение». М., Госгеолтехиздат.
Оболенский А. А. 1960. О структурном взаимоотношении рудных прожилков на одном из штокверковых месторождений. «Геология и геофизика», № 9.
Образцова З. А. 1960. О взаимоотношении вольфрамовой и полиметаллической минерализации в Центральном месторождении (Восточное Забайкалье). «Советская геология», № 3.
Онтоев Д. О. 1962. Об условиях формирования некоторых рудных жил Букукинского месторождения. «Геология рудных месторождений», № 3.
Онтоев Д. О. 1964. Особенности висмутовой минерализации в некоторых вольфрамовых месторождениях Восточного Забайкалья. Труды Минерал. музея АН СССР, вып. 15.
Онтоев Д. О. 1967. О возможной роли фторо-гидросульфидных комплексов в переносе металлов рудоносными растворами при образовании некоторых редкометальных месторождений. В кн.: «Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений». Изд. ЛГУ.
Онтоев Д. О. 1968. Особенности гидротермальных изменений вмещающих пород в связи со стадийностью минерализации и зональностью оруденения Джидинского рудного поля. В кн.: «Околорудный метасоматизм и оруденение». Труды II конференции по околорудному метасоматизму.
Онтоев Д. О., П. Н. Ниссенбаум, Н. И. Органова. 1960. Природа высоких содержаний висмута и серебра в галенитах Букукинского месторождения и некоторые вопросы изоморфизма в системе PbS—Bi_2S_3—Ag_2S. «Геохимия», № 5.
Первушин С. А. 1949. Вольфрам. В кн.: «Справочник по минеральным ресурсам зарубежных стран». М., Госгеолиздат.
Повилайтис М. М. 1957. Соотношения оруденения с дайками как один из критериев генетической связи месторождений с интрузиями (на примере Джидинского месторождения). Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
Смирнов С. С. 1937. Некоторые замечания о сульфидно-касситеритовых месторождениях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
Сотников В. И. 1966а. Опыт систематики вольфрамового и молибденового оруденения Алтае-Саянской геосинклинальной области. В кн.: «Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока». М., изд. «Наука».
Сотников В. И. 1966б. Вольфрамо-молибденовые рудные формации. В кн.: «Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области». Новосибирск, изд. «Наука».
Степанов Г. Н. 1965. Известковистые скарны одного из вольфрамовых рудопроявлений Дальнего Востока. В кн. «8-я конф. молодых ученых Дальнего Востока». Владивосток, изд. ДВФ СОАН СССР.
Степанов Г. Н. 1966. Некоторые особенности вольфрамовой минерализации на одном из рудопроявлений Дальнего Востока. В кн.: «Вопросы геологии северо-западного сектора Тихоокеанского пояса». Владивосток, изд. ДВФ СОАН СССР.
Чухров Ф. В., Л. П. Ермилова. 1964. О некоторых особенностях минерализации месторождений молибденовой и вольфрамовой формации Центрального Казахстана. Междунар. геол. конгресс, XXII сессия, пробл. 5.
Шадлун Т. Н., Д. О. Онтоев, Г. В. Басова, Л. Н. Вяльсов, И. В. Муравьева. 1969. Новая сульфосоль меди, серебра и висмута из Джидинского месторождения. Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва, 2 сер., ч. 98, вып. 6.
Щеглов А. Д. 1964. К вопросу о классификации вольфрамовых месторождений. В кн.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Востока СССР». Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 107.
Щерба Г. Н. 1960. Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Изв. АН Каз.ССР.
Austin C. F. 1960. Some scheelite occurrences in the Magdalena mining district, New Mexiko. Circular, 55.
Black R. T. 1961. Tin, tungsten, molybdenum mineralisation at Mount Plesant, New Brunswick. Canad. Mining. Journ., vol. 82, № 4.

Conolly H. J. C. 1953. The Aberfoyll Tin-wolfram mine. Geology of Australien ore deposits.
Kato T. 1927. The Ukuno-Akenobe metallogenetic provinces. Japan Journ. Geol. and Geog., vol. 5, № 3.
Kato T. 1928. Some characteristic features of ore deposits of Japan, related genetically to the Late Tertiary volcanic activity. Japan Journ. Geol. and Geog., vol. 6, № 1—2.
Klepper M. R. 1947. The Sandong tungsten deposits, Southern Korea. Econ. Geol., vol. XLII, № 5.
Li Tung. 1959. On the discovery of sulphide type of wolframite-scheelite deposit in Eastern Kwantung, China. Sci. Rec., № 5.
Yong W. J. 1963. Geology and origin of Sangdong tungsten mine, Republic of Korea, Econ. Geol., vol. 58, № 8.

ЗАВИСИМОСТЬ СОСТАВА ВОЛЬФРАМОВЫХ РУД ОТ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

М. М. Повилайтис

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР

Сравнение геотектонического положения отдельных вольфрамово-рудных регионов проводилось К. Л. Волочковичем и А. Н. Леонтьевым (1964), В. Т. Покаловым (1964), А. Д. Щегловым (1964, 1968), Г. А. Твалчрелидзе (1966), Д. В. Рундквистом (1968), Д. В. Рундквистом и А. Д. Щегловым (1968), Б. П. Малиновским (1968) и др. Однако набор сопоставлявшихся регионов не отражал разнообразия вольфрамоносных геотектонических структур, внимание акцентировалось на частных вопросах, для некоторых регионов типы структур указаны ошибочно. Автор рассмотрел положение вольфрамоворудных районов на фоне более полной классификации геотектонических структур с учетом типов и стадий их развития.

Распределение месторождений вольфрама в геотектонических структурах с различным типом развития. Как известно, месторождения вольфрама выявлены во всех главнейших типах структур материковой коры: геосинклиналях, платформах и эпиплатформенных орогенических поясах. Обычно они тяготеют к миогеосинклинальным зонам, хотя и не столь четко, как месторождения олова; в некоторых синклинальных системах (Урал, Аппалачи, Западное Забайкалье, Центральный Казахстан) вольфрамоворудные узлы или пояса приурочены к эвгеосинклинальным зонам. Крупные месторождения имеются в эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных зонах, хотя главные запасы сосредоточены в последних.

Ранее отмечалось (Повилайтис, 1968), что по литологическим формациям вольфрамоносные провинции подразделяются на четыре типа: 1) уральский с отложениями спилито-кератофировой, кремнистой, карбонатной формаций (последние органогенного происхождения); 2) центрально-казахстанский с эффузивами порфиритовой и порфировой формаций; 3) верхоянский с преобладанием глинистых и песчано-сланцевых отложений соответственно аспидной или флишевой формаций; 4) южнотяньшаньский при наличии пород карбонатной формации (известняков, доломитов хемогенного происхождения).

Для повышения первых двух типов характерны отложения эвгеосинклинальных зон, соответственно стадии начального прогибания и зрелой геосинклинали. В провинциях двух последующих типов распространены отложения, характерные для миогеосинклиналей; сходные по составу образования встречаются и в эвгеосинклиналях, на платформах и в эпи-

платформенных орогенических поясах. Минерализация месторождений одного генетического типа в однотипных рудных провинциях сходна, а в разнотипных различна, что обусловлено глубинными факторами, а также региональными геохимическими и физико-механическими особенностями свойств среды, в которой осуществлялось становление рудоносных интрузивных комплексов и рудоотложение.

Наиболее различен состав высокотемпературных руд. Например, силикаты с разнообразными типами кристаллических решеток полнее всего представлены в провинциях южно-тяньшаньского типа (табл. 1). Карбонатные породы при высоких температурах приобретают повышенные пластичность и проницаемость для растворов, поэтому в провинциях южно-тяньшаньского типа постмагматический процесс смещается в анизотропную, специфическую по составу экзоконтактовую среду, с чем связаны особенности состава и условий залегания руд.* Скарнирование пород сопровождается накоплением (особенно в относительно закрытых системах — если известняки перекрыты сланцами или слагают ксенолиты) свободной углекислоты, что приводит к резкому возрастанию давления и образованию островных, ленточных и поясных силикатов большой плотности. Набор силикатов в скарнах сходен с таковым метаморфических пород катазоны, а последовательность их выделения в онтогеническом и филогеническом рядах (в порядке снижения плотности, усложнения связей между кремнекислородными тетраэдрами, возрастания содержания воды) соответствует таковой при ретроградном метаморфизме. По имеющимся экспериментальным данным, такая последовательность кристаллизации отвечает снижению температуры и давления летучих компонентов, понижению энергоемкости силикатов. Обильны минералы железа, кальция и магния, реже—натрия. Марганец, олово, бериллий рассеяны в силикатах. Минералы бора редки, представлены датолитом и аксинитом. Флюорита мало и он не содержит примеси редких земель, обычной в металлогенических провинциях других типов. Нередко много пирротина. Молибденит иногда обнаруживается в промышленных количествах.

В металлогенических провинциях центрально-казахстанского типа, приуроченных к вулканизированным тектоническим швам на границе разновозрастных геосинклиналей, в тех месторождениях, где летучие компоненты экранировались эффузивами, возникали ортосиликаты — иногда гранат, гельвин, чаще — фторсодержащий топаз, преобладающий здесь над флюоритом. Из кольцевых силикатов распространен акцессорный берилл. В рудах наряду с вольфрамитами (средние члены ряда, богаты ниобием, танталом, иногда скандием) встречаются касситерит, молибденит. Минералы висмута представлены самородной формой, висмутином, козалитом. Местами обильны литиевые слюды, минералы редких земель.

В вольфрамовых рудах провинций верхоянского и уральского типов силикаты с более плотными структурами, чем кольцевые, необычны. В первых вольфрамиты (средние члены изоморфного ряда, богатые ниобием и танталом) ассоциируют с касситеритом и арсенопиритом. Топаз, флюорит, молибденит, берилл редки. Обычны минералы бора, натрия (соответственно турмалин, альбит), железа (пирротин, отлагающийся в более восстановительной обстановке, чем пирит, распространенный в провинциях уральского и центрально-казахстанского типов). В ураль-

* В каждом типе металлогенических провинций могут быть обнаружены месторождения, не характерные для данного типа провинций, но важно отметить, что наиболее перспективны и крупны те месторождения, особенности оруденения которых соответствуют типу металлогенической провинции и вполне определенной геотектонической и структурной обстановке формирования оруденения.

Таблица 1

Распространение гипогенных силикатов в рудах высокотемпературных вольфрамовых месторождений

Типы кристаллических решеток силикатов	Типы металлогенических провинций			
	Уральский	Центрально-Казахстанский	Верхоянский	Тяньшаньский
Островные	((Альмандин)) (4,2) ((Топаз)) (3,5)	Топаз* (3,5) (Спессартин) (4,18)	Топаз (3,5)	Андрадит* (3,75) Гроссуляр* (3,53) Везувиан (3,4) (Форстерит) (3,2) (Хондродит) (3,15) (Гумит) (3,1) (Клиногумит) (3,1) (Датолит) (3,00) (Аксинит) (3,3) ((Куспидин)) (2,9) ((Топаз)) (3,5)
Сдвоенно-островные	(Бертрандит) (2,6)	—	—	—
Кольцевые	Берилл* (2,75)	Берилл* (2,75)	Турмалин* (3,2) (Берилл) (2,75)	Волластонит* (2,78—2,91)
Цепочечные	Эпидот (3,37)	—	—	Диопсид* (3,8) Салит (3,7) Геденбергит* (3,5—3,6) (Иогансенит) (3,2—3,5) (Авгит) (3,2—3,6) Эпидот (3,37)
Поясные	—	—	—	Рог. обманка* (3,4) Актинолит* (3,2) Тремолит (3,0)
Листовые	Мусковит* (2,9) (Биотит) (3,1) (Хлорит) (2,7)	Мусковит* (2,9) Сидерофиллит (3,2) Циннвальдит (3,0) (Лепидолит) (2,85) (Хлорит) (2,7)	Мусковит* (2,9)	Флогопит (2,8) Хлорит (2.7) (Серпентин) (2,6)
Каркасные	Кварц* (2,65) К пол. шпат (2,5) (Альбит) (2,6) (Гельвин) (3,26) (Шабазит) (2,08—2,16) (Стеллерит)	Кварц* (2,65) К-пол. шпат (2,5) (Альбит) (2,6) (Гельвин) (3,26) (Ломонтит) (2,3)	Кварц* (2,65) К-пол. шпат (2.5) (Альбит) (2,6)	Кварц* (2,65) (К пол. шпат) (2,5) Альбит (2,62) Олигоклаз (2,64) Андезин (2,67) (Гельвин) (3,26) Скаполит-мариалиг (2,7) (Цеолит)

Примечание. Звездочками помечены наиболее распространенные минералы, без всяких пометок приведены распространенные минералы, в скобках—редкие, в двойных скобках—очень редкие минералы, в скобках после названий минералов даны значения удельного веса,

ском типе провинций из минералов вольфрама доминирует гюбнерит (всегда бедный ниобием и танталом), бедны железом и другие члены железо-марганцевых изоморфных рядов. Распространены минералы бериллия (берилл, гельвин), но почти нет минералов олова, ниобия, тантала, мышьяка, бора, хлора, а также топаза, хотя обилен флюорит.

В рудах разнотипных металлогенических провинций различны количественные соотношения летучих компонентов, щелочных металлов: фтор и калий бóльшую роль играют в эвгеосинклинальных зонах, хлор и натрий — в миогеосинклинальных.

Различия состава руд низкотемпературных месторождений проявляются значительно слабее — преимущественно в составе вольфраматов. Силикаты во всех типах металлогенических провинций представлены лишь кварцем и гидрослюдами.

Особенности распределения и состава руд месторождений вольфрама, возникших на разных этапах эволюции подвижных зон. В складчатых системах месторождения вольфрама формируются в постинверсионный период в связи с развитием сиалического гранитоидного магматизма. Как известно (Кузнецов, Яншин, 1967), в постинверсионный период, на раннеорогенном (в понимании Н. П. Хераскова) этапе развития складчатых областей формируются интрузивные тела плутонического ряда, а на позднеорогенном этапе — малые интрузии пестрого состава, среди которых — дайки, субвулканические и гипабиссальные тела гранитоидов повышенной щелочности.

Как правило, на раннеорогенном этапе возникали высокотемпературные месторождения, ассоциированные с гранитными интрузивами плутонического ряда, а на позднеорогенном — телескопированные, эпитермальные, парагенетически или косвенно связанные с малыми интрузиями. Соответственно различается формационная принадлежность оруденения. Так, в провинции верхоянского типа — Боливии оруденение, возникшее в раннеорогенный этап в связи с интрузивными комплексами плутонического ряда, относится к касситерито-вольфрамито-кварцевой формации, тогда как в рудах месторождений позднеорогенного этапа, связанных с гипабиссальными телами вулкано-плутонического ряда, резко повышено содержание сульфидов и сульфосолей, роль минералов олова резко возросла, а вольфрама — снизилась.

Сопоставление минерализации провинций уральского типа (Урала и Западного Забайкалья) показывает, что в месторождениях, ассоциированных с гипабиссальными телами вулкано-плутонической формации позднеорогенного этапа, промышленную ценность приобретает молибденит, расширяется гамма минералов меди (сульфиды, сульфоантимониды, сульфовисмутиды).

В скарнах позднеорогенного этапа (Чорух-Дайрон, Айрон-Маунтин в США) шире распространены кислородные соединения по сравнению с сернистыми: окислы железа, барит, молибдошеелит. Неодинаково и распределение оруденения в рудных полях и геотектонических структурах. Так, для оруденения, связанного с плутоническими интрузивами, характерна зональность отложения, для связанных с субвулканическими телами — пульсационная зональность. Раннеорогенные месторождения приурочены к осевым частям антиклинориев, позднеорогенные — смещены к ограничивающим антиклинории краевым швам.

Распределение месторождений вольфрама в различных типах геотектонических структур. Для краткости изложения типы вольфрамоносных геотектонических структур и соответствующие им районы сведены в табл. 2. В тексте же для воссоздания картины размещения месторождений отмечены и те структурные элементы, в которых рассматриваемое оруденение не обнаружено.

Территория геосинклинальных областей по степени консолидации земной коры, достигнутой ко времени рудоотложения, подразделяется на остаточные жесткие структуры (срединные массивы),* участки ранней консолидации (интрагеоантиклинальные поднятия, внутренние и краевые массивы) и участки поздней консолидации (внутренние прогибы геосинклиналей).

Месторождения вольфрама встречены почти во всех перечисленных типах структур. Лишь срединные массивы нерудоносны, хотя некоторые из них (Колымский, Колорадское плато) окружены вольфрамоворудными поясами. В геосинклинальных системах клавишного строения, в которых чередуются линейные геоантиклинальные поднятия и прогибы, вольфрамовое оруденение развивалось в одном (Урал) или в каждом геоантиклинальном поднятии (Алтай), будучи приурочено к поперечным нарушениям (рудные узлы в Иртышской горст-антиклинали) или к поперечным поднятиям (Ставропольское поднятие в пределах Осевой структурно-формационной зоны Главного Кавказского хребта). Встречаются сдвоенные вольфрамоворудные пояса, расположенные на противоположных склонах антиклинориев (Западный и Центральный вольфрамоворудные пояса в Кордильерах, Северный и Южный вольфрамоворудные пояса в Средней Азии, разобщенные Туркестанской структурно-формационной зоной, находящейся в осевой части антиклинория) или вдоль ограничивающих антиклинальные поднятия глубинных разломов (Кавказ).

Из нескольких антиклиналей, параллельных или сменяющих одна другую по простиранию, бóльшую металлогеническую нагрузку часто несет та, в которой рудоносные интрузивы слабее вскрыты эрозией (район «гранитных куполов» провинции Цзянси в Китае, западная часть Зеравшано-Каратюбинской структурно-формационной зоны в Средней Азии).

Внутренние массивы часто, особенно в краевых частях, вмещают месторождения вольфрама (хотя окружающие территории складчатых систем нерудоносны). Их подразделяют на два типа: 1) находящиеся в пределах геосинклиналей, завершающих развитие (Иберийской) и 2) расположенные на границе геосинклиналей, завершающих развитие, с продолжающими его (Центрально-французский, Чешский). Краевые массивы приурочены к местам сочленения геосинклиналей со щитами, платформами или более древними складчатыми сооружениями (Корнуолл). Внутренние прогибы геосинклиналей чаще вмещают оруденение вблизи ограничивающих их краевых разломов (Джунгаро-Балхашский герцинский прогиб).

В платформах, как известно, различаются следующие элементы: щиты (с архейским или протерозойским цоколем) и плиты, в пределах которых имеются разнообразные изометричные и линейные прогибы и поднятия с пологими склонами или ограниченные крутопадающими разломами. Месторождения вольфрама встречаются в щитах, шовных тектонических зонах и авлакогенах, параллельных или сопряженных с ближайшими геосинклинальными прогибами, а также в активизированных участках плит.

Области щитов, в которых обнаружено кристаллическое основание, консолидированное в архее, не несут промышленного вольфрамового оруденения. В выходах протерозойского фундамента последнее распространено, изредка встречаются существенные скопления руд как того

* Это структуры, отторгнутые от платформ ветвями геосинклинальных систем (или зонами тектоно-магматической активизации) и включенные в последние. По истории развития и в металлогеническом отношении они отличаются от внутренних массивов, поэтому эти понятия не следует смешивать.

Таблица 2

Систематика вольфрамоносных геотектонических структур

Типы геотектонических структур			Типы металлогенических провинций			
			Уральский	Центрально-Казахстанский	Верхоянский	Южно-Тяньшаньский
Складчатые области	Участки поздней консолидации	Интрагеосинклинальные прогибы	Магнитогорский прогиб (Айдырлинское м-ние СЗГ или ЭРО)	Джунгаро-Балхашский прогиб (м-ние Центральное и др. ЭРО)	Верхоянский прогиб (Родионовское м-ние СЗГ или ЭРО); Юрский геосинклинальный прогиб Восточного Забайкалья (м-ния в Кукульбейском массиве ЭРО); СФЗ южного склона Большого Кавказа вблизи краевого шва, ограничивающего прогиб (м-ния Горной Рачи ЭПО)	Тырныаузская грабен-синклиналь (м-ние Тырны-Ауз ЭПО?)
	Участки ранней консолидации	Интрагеоантиклинальные поднятия	СФЗ Осевая Главного Кавказского хребта (м-ние Кти-Теберда ЭРО); Урало-Тобольское (Восточно-Уральское) поднятие (пояс уральских гюбнеритовых м-ний ЭРО)		Шахтаминское поднятие (м-ние Белуха, Букука ЭРО); Иртышская горст-антиклиналь в зоне краевого шва (м-ния Калба-Нарымского оловянно-вольфрамового пояса ЭРО); геоантиклинальная зона Бирма-Малайской складчатой системы (пояс оловянно-вольфрамовых м-ний ЭРО); Андийская геоантиклинальная зона (м-ния Северной Боливии ЭРО, м-ния Южной Боливии ЭПО); антиклинорий Катазии (м-ние Лянь-хуашань ЭПО)	Кордильерская геоантиклиналь (м-ния Калифорнийско-Невадского рудного пояса; Ореана, Миллсити, Найтингейл ЭРО; м-ния Атолия, Сильвер-Дайк, Голконда, Серлс—ЭПО; м-ние Флат-Ривер на Юконе—ЭРО); Нурата-Алайская СФЗ (м-ние Лянгар—ЭРО); Зеравшан-Каратюбинская СФЗ (м-ние Ингичке ЭРО, м-ния Чаштеле, Яхтон, Джейляу—ЭПО); Кураминская СФЗ (м-ние Чорух-Дайрон ЭПО)
		Внутренние массивы	Укокская СФЗ (м-ния Горного Алтая ЭПО?)	Чешский массив (м-ния Циновец, Альтенберг и др. ЭПО); Центрально-французский массив (м-ние Монмэн и др. ЭРО)	Иберийский массив (пояс вольфрамоворудных м-ний: Панашкейра и др. ЭРО)	

Складчатые области				(м-ние Шерловая гора ЭРО)	Агинский массив (м-ние Спокойнинское ЭРО; м-ние Барун-Шивея ЭПО)	
		Краевые массивы	Зона каледонид Джидинской складчатой системы (м-ния Джидинского рудного узла ЭПО)		Массивы Арморикансский и Корнуолл (вольфрамово-оловянные м-ния Корнуолл и др. ЭПО?)	
Платформы	Подвижные участки	Эпиплатформенные прогибы: Геосинклинальные части авлакогенов			Нанлиньская синклинорная складчатая зона (м-ние Хуньшуйчай и др. ЭРО или ЭТМА)	Окчхонский прогиб в Сино-Корейском щите (м-ние Санг-Донг ЭРО или ЭТМА)
		Эпиплатформенные прогибы: Передовые прогибы			Зона Ларамийской складчатости между Северо-Американской платформой и плато Колорадо (м-ния Восточного вольфрамово-рудного пояса США: Кляймэкс, Боулдер и др. ЭТМА); между плато Колорадо и Кордильерами (м-ния Центрального вольфрамоворудного пояса США ЭТМА)	
	Устойчивые участки	Щиты: Территории с протерозойским фундаментом			Район Блэк-Хиллс Канадского щита (м-ние Тинтон и др. ЭРО, м-ние Лэдвуд ЭТМА); м-ния Сущано-Пержанской тектонической зоны в Украинском щите ЭРО	Бразильский щит (м-ние Брежу ЭРО); Балтийский щит (м-ние Питкяранта ЭРО); щит Цзяннания (м-ния Усин, Сиан, Тоуан ЭТМА)
		Щиты: Архейские глыбы				Сино-Корейский щит (м-ние Кымган?)

Примечание. СЗГ — стадия зрелой геосинклинали; СФЗ — структурно-формационная зона; ЭПО — этап позднеорогенный; ЭРО — этап раннеорогенный; ЭТМА — этап тектоно-магматической активизации.

же возраста (шеелитсодержащие скарны в Бразильском щите), так и более позднего, связанные с процессами тектоно-магматической активизации (месторождение Кляймэкс и района Блэк-Хиллс в Канадском щите).

Территории плит лишены месторождений вольфрама, за исключением частей, занятых эпиплатформенными орогеническими поясами. Некоторые платформы, расположенные по периферии Тихого океана (Северо-Китайская, Южно-Китайская), являются структурами, переходными между платформами и геосинклиналями («параплатформы»). В участках еще большей подвижности таких структур — внутриплатформенных прогибах, ограниченных глубинными разломами, имеются месторождения вольфрама, которые, как и в геосинклинальных системах, приурочены к антиклинальным поднятиям.

Особенно подвижные участки платформ получили название областей «тектоно-магматической активизации», в которых сосредоточены, как это неоднократно отмечалось, огромные запасы вольфрама. Однако содержание этого термина трактуется слишком широко. Например, ошибочно отнесение к областям проявления мезозойской тектоно-магматической активизации таких районов, как Джидинский (в Западном Забайкалье), Южная Боливия, Катазия (в Китае), Кураминская структурно-формационная зона в Средней Азии, где, судя по формационному составу синхронных отложений («порфировая» формация) руды образовались не в послеплатформенный период развития, а в позднеорогенную стадию эволюции складчатых систем.* Некоторые эпиплатформенные прогибы (например, Окчхонский в Корее, вмещающий крупный вольфрамоворудный объект Сангдонг) представляют собой, возможно, геосинклинальные части авлакогенов.

Таким образом, наиболее перспективны в отношении вольфрамового оруденения участки земной коры умеренной подвижности: в геосинклиналях — самые стабилизированные (или территории, прилегающие к ограничивающим такие участки глубинным разломам), а на платформах — самые подвижные.

Состав вольфрамовых руд, возникших в геоантиклинальных зонах металлогенических провинций верхоянского типа на раннеорогенном этапе их развития, сходный, независимо от возраста оруденения (верхнепалеозойский — в провинциях Северо-Боливийской, Пиренейской, Калбинской, мезозойский — в провинциях Малайско-Бирманской и типа более крупных геоструктурных подразделений: интрагеоантиклинальные поднятия (Северо-Боливийская, Малайская), внутренние массивы (Иберийский, Агинская плита), эпиплатформенные орогенические пояса (провинция Цзянси в Китае).

В геотектонических структурах, разбитых на поперечные блоки, проявляющиеся либо в резком изменении простирания рудного пояса (Малайя), либо в вертикальной ступенчатости, связанной с различной степенью геотектонической устойчивости блоков (Калба), минерализация сопряженных блоков бывает неоднородна и принадлежит к разным минеральным типам одной формации. Например, в Калбинской и Чукотской провинциях касситерито-вольфрамовый минеральный тип вольфрамит-касситерито-кварцевой формации сменяет во времени вольфрамитовый тип.

---

* Формальный анализ вольфрамовых месторождений Средней Азии приводит к выводу, что месторождения Чаштепе, Яхтон, Джейляу, Чорух—Дайрон приурочены к секущему складчатую структуру разлому. Возможно, что в смещенной по Талассо-Ферганскому разлому части той же структуры локализованы месторождение Кумбель и гидроокисное вольфрамовое месторождение в Терскей—Алатоо.

Распределение вольфрамоворудных формаций в металлогенических провинциях разных типов. По составу и условиям отложения руды вольфрама разнообразны — от почти сингенетичной вкрапленности в гранитах и пегматитах до образующихся в условиях земной поверхности. В металлогенических провинциях каждого типа отмечена закономерная последовательность образования месторождений определенных формаций в ходе развития моноциклических складчатых систем или полициклических подвижных областей на протяжении неогея (табл. 3, снизу вверх). Отнесение оруденения к той или иной рудной формации проводилось по единому принципу — на основании сходства главной продуктивной парагенетической ассоциации минералов, типа металлогенической провинции, соотношений оруденения с магматическими комплексами. Скарновые шеелитовые месторождения, как и вольфрамитовые, отнесены к различным формациям, в зависимости от того, выделился ли шеелит одновременно с силикатами скарнов или находится в наложенных на скарны кварцевых, сульфидных, кварцево-карбонатных образованиях и т. д. При выделении формаций не принималось во внимание, содержат ли руды только пироксен или наряду с ним еще гранат: автор считает, что минеральный вид безводных силикатов кальция и железа определяется давлением CO_2, зависящим от местных структурных факторов.

Вольфрамоворудные формации всех типов металлогенических провинций объединены в 13 формационных типов, образующих генетический ряд (табл. № 3). Каждый формационный тип объединяет сопоставимые вольфрамоворудные формации от одного до четырех типов металлогенетических провинций.

В первый формационный тип входят золото-кварцевые месторождения, в которых шеелит является лишь спутником золота, хотя иногда дает промышленные концентрации. Формационные типы 2—7 объединяют месторождения вольфрама, ассоциированные (и, вероятно, генетически связанные) с гранитоидными интрузивами малых и средних глубин плутонической формации.* Как правило, месторождения этих формационных типов, особенно промышленные и крупные, образовались на раннеорогенном этапе развития складчатых областей. В некоторых районах (Южная Африка, Китай и др.) подобные месторождения, частью крупные, возникли в палеозое и мезозое при тектоно-магматической активизации платформ под мощным чехлом осадочных отложений.

Формационные типы 8—11 включают месторождения, ассоциированные (и парагенетически ? связанные) с гипабиссальными членами пород вулкано-плутонической формации. Месторождения, отвечающие этим, как и последующим двум формационным типам, образуются в позднеорогенный этап развития складчатых областей и в соответствующих этому этапу структурах, возникших при тектоно-магматической активизации преимущественно на щитах. 12-й формационный тип представлен пока единственным месторождением Сёрлс в Калифорнии, в котором вольфрам заключен в рапе озера. Наконец, 13-й формационный тип представлен россыпными месторождениями.

Естественная последовательность формационных типов отражает общий филогенический ряд сопряженного развития минеральных образований и рудовмещающих структур в подвижных зонах, представляющий собой проявление стремления земного вещества к энтропии.

Если принять, что приведенный генетический ряд исчерпывает формационные типы рассматриваемых месторождений, то принципиально

* Состав этих комплексов в каждом типе металлогенических провинций имеет свои особенности, поэтому выведение среднего состава гранитов вольфрамоносных комплексов имеет смысл для каждого типа металлогенических провинций в отдельности.

Таблица 3

Систематика формаций и формационных типов месторождений вольфрама*

Генетический ряд вольфрамово-рудных формаций металлогенических провинций уральского типа	Генетический ряд вольфрамово-рудных формаций металлогенических провинций центрально-казахстанского типа	Генетический ряд вольфрамово-рудных формаций металлогенических провинций верхоянекого типа	Генетический ряд вольфрамово-рудных формаций металлогенических провинций южно-тяньшаньского типа	Генетический ряд вольфрамово-рудных формационных типов
Россыпная гюбнеритовая. Джида (Зап. Забайкалье)		Россыпная вольфрамитовая. Вольфрамитовые россыпи Малайи	Россыпная шеелитовая. Атолия (Калифорния)	(13) Обломочный. Вольфраматный
			Рассольная. Вольфраматная Сёрлс (Калифорния)	(12) Рассольный. Вольфраматный
		Псиломелановая. Вольфрам-гидроокисная. М ние в Терской Алатоо	Лимонит-псиломелановая. Вольфрам-гидроокисная. Голконда (Невада)	(11) Гидроокисный. Вольфрамовый
		Антимонито-ферберито-кварцевая. Сагеби (Кавказ)	Антимонито-шеелито-кварцевая. Атолия (Калифорния)	(10) Антимонито-кварцевый. Вольфраматный
	Вольфрамито-молибденовая** с золотом. Селтей (Ц. Казахстан)	Ферберито-кварцевая с золотом и теллуридами. Боулдер (Колорадо)	Золото-шеелито-кварцевая в скарнах. Кумбель (Средняя Азия)	(9) Вольфрамато-кварцевый с теллуридами и золотом
Молибденито-гюбнерито-кварцевая с сульфидами и сульфосолями. Джида (Зап. Забайкалье)		Вольфрамито-касситерито-кварцевая с сульфидами и сульфосолями. Потоси (Боливия)	Молибденит-шеелитовая (с окислами железа) в скарнах. Чорух-Дайрон (Средняя Азия)	(8) Сульфосольно-сульфатно-окисный. Кварцевый вольфраматный
Гюбнерито-кварцевая с сульфидами. Хемм (Сев. Каролина)	Вольфрамито-кварцевая с сульфидами. Кара-Оба (Ц. Казахстан)	Вольфрамито-кварцевая с сульфидами и касситеритом. Чикоте (Боливия)	Сульфидно-шеелитовая в скарнах. Кабуты (Средняя Азия)	(7) Сульфидно-кварцевый. Вольфраматный

Гюбнерито-кварцевая. Карасьевское (Урал)	Вольфрамито-кварцевая. Нура-Талды (Ц. Казахстан)	Касситерито-вольфрамито-кварцевая. Болса-Негра (Боливия)	Шеелито-кварцевая в скарнах. Лянгар (Средняя Азия)	(6) Кварцевый вольфраматный
	Вольфрамитовая грейзеновая. Центральное (Ц. Казахстан)	Шеелито-вольфрамито-грейзеновая. Палатцы (Вост. Казахстан)	Шеелитовая в скарнах. Ингички (Средняя Азия)	(5) Силикатно-алюмосиликатный. Вольфраматный
	Вольфрамитовая пегматитовая Монмэн (Франция)	Касситерито-вольфрамито-пегматитовая. Тинтон (Южная Дакота)	Шеелитовая пегматитовая. Ореана (Невада)	(4) Алюмосиликатно-кварцевый. Вольфраматный
	Шеелитовая силекситовая. Кара-Камыс (Ц. Казахстан)			(3) Кварцевый с алюмосиликатным. Вольфраматный
		Вольфрамитовая гранитная. Маучи (Бирма)		(2) Кварцево-алюмосиликатный. Вольфраматный
Золото-кварцевая с шеелитом. Айдырлинское (Урал)		Золото-кварцевая с шеелитом. Родионовское (Якутия)		(1) Кварцево-золотой с шеелитом

* Положение каждой формации в систематике указывает тип металлогенической провинции и относительную степень проницаемости земной коры (возрастает снизу вверх), наиболее благоприятные для возникновения промышленных месторождений. Самые перспективные месторождения относятся к пятому и шестому, реже — к седьмому и восьмому формационным типам.

** Положение формации требует уточнения.

возможно существование 52 вольфрамоворудных формаций, однако известные месторождения соответствуют 32, промышленные объекты средних и крупных масштабов принадлежат 9 формациям.

Шеелит в рудах месторождений позднеорогенного ряда формаций часто содержит изоморфную примесь шестивалентного молибдена. При наличии в рудных полях месторождений пород нижнемолассовой формации (конгломератов и др.) в шеелитсодержащих скарновых месторождениях усиливается роль пирита (по сравнению с пирротином), силикатов, содержащих трехвалентное железо, — гранатов относительно пироксенов, иногда появляются сульфосоли, в позднеорогенный этап в ассоциации с породами порфировой формации образуются магнетит-андрадитовые скарны с шеелитом, молибденитом, куспидином. В металлогенических провинциях уральского и верхоянского типов (возможно и центрально-казахстанского) в связи с гипабиссальными и субвулканическими телами вулкано-плутонических формаций, близко ко времени образования пород порфировой формации (пестрого, иногда субщелочного состава) образуются вольфрамовые руды, содержащие обильные сульфосоли (разные в разном типе металлогенических провинций), нередко барит, что наряду с другими признаками свидетельствует о значительной проницаемости земной коры для магмы и постмагматических растворов.

Месторождения антимонито-вольфрамито-кварцевого формационного типа в отличие от всех перечисленных выше возникают в зонах дробления, оперяющих крупные, хорошо выраженные глубинные разломы. В некоторых местах отмечено наложение оруденения на дайки диабазовых порфиритов. Антимонито-ферберитовая формация формируется при столь низких температурах и давлениях, что область изоморфизма марганца и железа очень сужается, руды не содержат силикатов с высокой плотностью, тонкозернисты.

Таким образом, состав руд месторождений одной формации определяется типом металлогенической провинции, стадией развития подвижной области и степенью проницаемости земной коры, влияющими на химизм, степень кинематической дифференциации и дегазации последних, степень кислотности среды, окислительно-восстановительный потенциал, температуру и давление при рудоотложении.

ЛИТЕРАТУРА

Волочкович К. Л., А. Н. Леонтьев. 1964. Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. М., изд. «Наука».

Кузнецов Ю. А., А. Л. Яншин. 1967. Гранитоидный магматизм и тектоника. «Геология и геофизика», № 10.

Малиновский Б. П. 1968. Условия формирования вольфрамовых месторождений в районах с различной геологической историей. В сб.: «Особенности структур гидротермальных рудных месторождений». М., изд. «Наука».

Повилайтис М. М. 1968. Особенности месторождений вольфрама в зависимости от типов металлогенических провинций. Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья, вып. IV. Чита.

Покалов В. Т. 1964. Условия образования эндогенных месторождений молибдена в СССР. М., изд. «Недра».

Рундквист Д. В. 1968. Онтогенез и филогенез грейзеновых месторождений. Автореф. докт. дисс. Фонды ВСЕГЕИ.

Рундквист Д. В., А. Д. Щеглов. 1968. Вольфрам. В кн.: «Геологическое строение СССР», т. IV. М., изд. «Недра».

Твалчрелидзе Г. А. 1966, Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей. М., изд. «Недра».

Щеглов А. Д. 1964. К вопросу о классификации вольфрамовых месторождений. Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 104.

Щеглов А. Д. 1968. Металлогения областей автономной активизации. Л., «Недра».

СОДЕРЖАНИЕ

От редактора 3

ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ

А. С. Крючков. Задачи научно-исследовательских учреждений по расширению и укреплению рудной базы вольфрама 5

А. С. Микуленко. Освоение минерально-сырьевой базы вольфрама и нерешенные проблемы в этой области 9

В. Ф. Барабанов. К геохимии вольфрама 11

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПОИСКОВ И РАЗВЕДКИ ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Л. З. Быховский, С. И. Гурвич, Н. Г. Патык-Кара, М. А. Гришин, А. А. Замараев. Условия формирования и перспективы поисков вольфрамовых россыпей в центральной части Полоусного хребта 36

Л. З. Быховский, Н. В. Хмара. Значение элементов-примесей вольфрамитов и касситеритов при изучении рудных месторождений и районов 42

А. М. Гребенников. Вольфрамоносные, танталоносные и ниобий-фтороносные типы гранитоидов и сопровождающие их продуктивные формации на примере Восточного Забайкалья 51

Б. С. Зейлик, Е. В. Альперович. Критерии поисков комплексных вольфрамовых месторождений в Центральном Казахстане 60

Г. Б. Левашев, П. Г. Недашковский. Закономерности распределения вольфрама в некоторых гранитоидных массивах Дальнего Востока 68

Н. В. Нечелюстов. Геологические основы методики перспективной оценки скарново-шеелитовых месторождений Средней Азии 75

Л. Ф. Цимбал, В. В. Шелагуров. Особенности распределения элементов-примесей в ореолах бериллий-вольфрамового месторождения, связанного с метасоматически измененными гранитами 84

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ГЕНЕЗИС ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

И. В. Булдаков. Флюктуации физико-химических параметров гидротермальных полостных систем при адиабатном изменении объема полости . . 93

В. Г. Боголепов, О. С. Маринкин, А. С. Куликовский, М. В. Шурунов, Н. Я. Гуляева. Строение, состав и распределение оруденения в основных грейзеновых телах редкометального месторождения Акчатау (Центральный Казахстан) 97

Л. С. Галецкий. Необычный тип вольфрамового оруденения в северо-западной части Украинского щита 104

А. П. Гуляев, Л. А. Мирошниченко, П. М. Чумаченко. О возможной форме переноса вольфрама и основных этапах формирования редкометального месторождения в Казахстане 109

В. К. Денисенко. Геологические черты строения грейзеновых оловянно-вольфрамовых месторождений типа минерализованных даек и апофиз гранитов 116

Г. Ф. Иванова, З. В. Студеникова. Физико-химическая характеристика условий образования грейзеновых вольфрамитовых месторождений (Восточное Забайкалье) 122

Ф. Я. Корытов. О происхождении флюоритовой минерализации на вольфрамитовых месторождениях Забайкалья 130

С. В. Металиди. Вольфрам в гентгельвинсодержащих щелочных метасоматитах 145

Ф. М. Морозов, М. Д. Скурский, А. М. Гребенников. Вольфрамитовые месторождения Читинской области и возможности расширения их перспектив . 137

Д. В. Рундквист, И. А. Неженский. Некоторые особенности распределения и связей рудных компонентов в кварц-вольфрамитовых жилах грейзеновых месторождений Центрального Казахстана (по данным количественных исследований) 144

Н. П. Сенчило. К проблеме определения направления движения рудообразующих растворов 153

В. И. Сизых. Сравнительная характеристика условий формирования Бом-Горхонского и Джидинского вольфрамовых месторождений 159

И. И. Четырбоцкая. Об одном из признаков при классификации вольфрамитовых месторождений 164

В. Б. Шувалов. К геохимии ниобия и тантала в грейзенах верховьев бассейна р. Пскем (Западный Тянь-Шань) 173

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ШЕЕЛИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В. В. Буканов, Н. П. Юшкин. Физическое и химическое разрушение кристаллов шеелита 181

Б. Ф. Зленко, А. М. Губанов. Изменения пород, вмещающих молибденит-шеелитовое оруденение, на месторождении Чорух-Дайрон (Северный Таджикистан) 190

О. В. Кононов, Г. Н. Назьмова, А. Ф. Свириденко. Особенности развития геологической структуры и стадийность процессов формирования Тырныаузского молибдено-вольфрамового месторождения (Северный Кавказ) 198

Г. В. Макарова. Вольфрамовые рудопроявления Северо-Западного Приладожья Карельской АССР 205

М. Г. Руб, Г. П. Токсубаева, Б. С. Чернов. Особенности состава и генезиса вольфрамоносного магматического комплекса одного из районов Приморья 207

В. В. Сахоненок. О роли вмещающих пород при формировании скарнов . 216

А. Ф. Свириденко, В. Я. Ушаков, Г. А. Семочкин. Геологическое строение Тырныаузского вольфрамо-молибденового месторождения 222

Г. Н. Степанов. Скарны и грейзены месторождения Восток-2 234

ПРОБЛЕМЫ КОМПЛЕКСНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

М. С. Кучукова. Парагенетические ассоциации скарново-шеелитовых образований Западного Узбекистана, возникших в связи с различными формациями гранитоидных интрузий 243

Г. Н. Нечелюстов. О висмутовой минерализации вольфрамовых месторождений грейзеновой и скарновой формаций 250

Н. Н. Попова. Об условиях концентрации висмута в скарново-шеелитовых месторождениях Средней Азии 258

ТИПОМОРФИЗМ МИНЕРАЛОВ ВОЛЬФРАМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

И. В. Булдаков. Некоторые данные к изучению зависимости состава вольфрамитов от условий их образования 263

В. К. Денисенко. О зависимости состава минералов изоморфного ряда ферберит—гюбнерит от парагенезиса 269

И. Е. Максимюк. Зависимость физических свойств вольфрамита от химического состава 275

Т. А. Соседко-Лукьянова. О структурных различиях в ряду гюбнерит—ферберит 281

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ РАБОТЫ В ОБЛАСТИ МОДЕЛИРОВАНИЯ ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССОВ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

А. И. Захарченко. О времени и физико-химических условиях мобилизации, переноса и отложения вольфрама и олова в постмагматических процессах (на примере внутригранитных камерных пегматитов) 287

Л. И. Поткин, М. И. Самойлович. Исследование парамагнитных примесей никеля, марганца, кобальта, хрома в синтетических кристаллах $MgWO_4$ . . 306

К. М. Феодотьев. О формировании гидротермального раствора, содержащего вольфрам и молибден 310

НЕКОТОРЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ИЗУЧЕНИЯ ВОЛЬФРАМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Д. О. Онтоев. Сульфидно-вольфрамовые рудные формации и их генетические особенности 317

М. М. Повилайтис. Зависимость состава вольфрамовых руд от геотектонического положения месторождения 331

3 р. 16 к.

36

ИЗДАТЕЛЬСТВО ЛЕНИНГРАДСКОГО УНИВЕРСИТЕТА