В. Ф. БАРАБАНОВ



МИНЕРАЛОГИЯ ВОЛЬФРАМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО ЛЕНИНГРАДСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

2

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

549.553.4

В. Ф. БАРАБАНОВ

МИНЕРАЛОГИЯ ВОЛЬФРАМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Том 2

1458

ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЕНИНГРАДСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
ЛЕНИНГРАД 1975

Геологических Наук АН Арм.ССР
Библиотека

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Ленинградского университета

УДК 540:553.463(571.55+571.54)

Барабанов В. Ф. Минералогия вольфрамитовых месторождений Забайкалья. Т. 2. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1975. 360 с.

Во втором томе монографии на основании двадцатилетних исследований дано описание вольфрамитовых жил и минеральных парагенезисов Антоновой Горы, Шерловой Горы, Дедовой Горы, Ангатуя, Барун-Шивеи, Малого Соктуя, Куналея, Молодежного, Бом-Горхона и других месторождений. Рассматриваются следующие вопросы: формирование жильных трещин и роль тектоники в процессе минералообразования; типоморфизм минералов как критерий генезиса; околожильная грейзенизация вмещающих пород и ее значение в процессе формирования рудных тел; состав вольфрамитов как показатель химизма среды минералообразования. Развивается ранее высказанное (том первый, 1961) представление о генезисе редкометальных жил. Дается характеристика основных черт геохимии вольфрама.

Ил. — 160, табл. — 136, библиогр. — 363 назв.

Б $\frac{20805-098}{076(02)-75}$ Б. З.

© Издательство Ленинградского университета, 1975 г.

Барабанов Владимир Федорович

Минералогия вольфрамитовых месторождений Забайкалья

Том 2

Редактор *Л. А. Рейхерт*

Техн. редактор *Е. Г. Учаева* Корректоры *Г. Н. Гуляева, С. К. Школьникова*

М-31663. Сдано в набор 23 I 1975 г. Подписано к печати 12 VI 1975 г.

Формат бум. 70×108¹/₁₆. Бумага тип. № 3. Уч.-изд. л. 33,28.

Печ. л. 22,5+1,75 п. л. вкл. (усл. л. 31,5). Бум. л. 12,13. Тираж 500 экз. Заказ 59.

Цена 3 р. 45 к. (в переплете).

Издательство ЛГУ имени А. А. Жданова. 199164, Ленинград, Университетская наб., 7/9.

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

Памяти
моего учителя
Сергея Михайловича
Курбатова
посвящаю

ПРЕДИСЛОВИЕ

Второй том «Минералогии вольфрамитовых месторождений Забайкалья» включает в себя описание месторождений, расположенных в различных частях огромного региона.

Изучение их начато автором в 1951 г. и проходило параллельно с детальным исследованием Букукинского и Белухинского месторождений. И хотя данный труд в основном был закончен к 1961 г., обстоятельства, связанные с кончиной вдохновителя и покровителя этой многолетней работы заведующего кафедрой минералогии ЛГУ проф. С. М. Курбатова, а затем многолетние хлопоты по организации лаборатории генетической минералогии и кафедры геохимии в Ленинградском университете, — все это на целых десять лет отодвинуло публикацию второго тома исследований.

За это время многочисленными учениками автора были изучены другие месторождения вольфрамита и шеелита в Забайкалье: Шерловогорское (Г. Н. Гончаров), Спокойное (Л. Ф. Сырицо), Бом-Горхон (Л. Я. Шмураева); в Казахстане: Коктенколь (И. В. Булдаков); в Приморье: Восток-2 (В. В. Сахоненок), Забытое и др. (Л. Г. Виноградова). При этом были получены новые данные, развивающие генетическую концепцию, изложенную ранее (Барабанов, 1961). Это заставило автора продолжить углубленное изучение минералогии исследованных месторождений, привлечь к работе многих новых исполнителей, используя новейшие методы, освоенные к настоящему времени на кафедре геохимии ЛГУ и в лаборатории генетической минералогии.

Автор понимает, что и в настоящем виде его труд не совершенен. Однако появление в последнее время ряда книг и статей, где трудоемкая минералогическая работа в значительной мере заменена упражнениями в области математики и языкознания, вскрытием «основных закономерностей» и принципов классификации, многочисленные пожелания геологов-производственников Читинского, Приморского, Центрально-Казахстанского и Уральского геологических управлений, товарищей по работе и учеников, а также решение Третьего всесоюзного совещания по вольфраму (Ленинград, 1971 г.), признавшее актуальность публикации монографии по вольфрамовым месторождениям СССР, — все это заставляет представить эту книгу читателю в том виде, какой она имеет в данный момент.

В процессе работы и полевой, и камеральной я пользовался помощью и поддержкой многих лиц. С глубокой благодарностью вспоминаю своего учителя, самого строгого и самого справедливого моего кри-

тика, замечательного русского минералога, заслуженного деятеля науки РСФСР проф. С. М. Курбатова.

В полевых работах мне постоянно сопутствовали и помогали студенты, ныне видные специалисты-минералоги и геохимики А. И. Серебрицкий, Г. Н. Гончаров, Т. А. Соседко, Л. В. Козырева, Л. М. Ступкина, Н. З. Евзикова, Е. Л. Можаева, И. В. Булдаков, М. Б. Рафальсон, Б. В. Татарский, Н. И. Краснова, Т. И. Старик, Л. Г. Виноградова, К. А. Валаева.

В камеральной обработке собранных многочисленных материалов кроме названных лиц принимали участие Г. Тцшорн, И. Г. Кудряшова, А. Н. Волохонский, Л. П. Ивакина, Н. П. Нестерова, Л. И. Дьячкова, С. П. Щипина, Э. Н. Шамшина, М. С. Подкаминер, Т. Н. Красавина, В. Н. Коровина, И. А. Саминина, Г. Н. Кузнецова, Ю. М. Геллер, А. В. Барабанов, Л. И. Лазарева.

Исследования химизма минералов производились в химических лабораториях кафедры геохимии, кафедры минералогии ЛГУ и в центральной лаборатории СЗТГУ химиками-аналитиками И. П. Вычужаниной, И. А. Плисс, Б. И. Шляфер, А. Я. Ивановой, В. Ф. Филоновой, Н. Н. Бушуевой, Н. И. Алексеевой, Т. П. Киселевой, Р. И. Рыжовой под общим руководством В. Я. Ключкина и Е. М. Гельман, количественные и полуколичественные спектральные анализы — в спектральной лаборатории кафедры геохимии ЛГУ ст. инженерами Л. А. Тимохиной и Н. П. Стожаровой под общим руководством Г. А. Шейниной.

Исследования спектров люминесценции минералов, спектров ИКС, спектров поглощения, дифференциальный термоанализ, исследование спектров ЭПР и ЯГР, определение магнитной восприимчивости и другие методы были использованы в лабораториях кафедры геохимии ЛГУ и в лаборатории генетической минералогии при участии и под наблюдением М. Л. Зориной, Г. Н. Гончарова, Ф. Г. Гаврюченкова, С. М. Сукаржевского, Н. А. Ивановой, Л. Г. Виноградовой.

Всем названным товарищам автор выражает свою искреннюю благодарность.

Кафедра геохимии ЛГУ,
март 1974 г.

ВВЕДЕНИЕ

Забайкалье — огромный регион, простирающийся от Восточного Саяна на западе до верховий Амура на востоке и от верховий Витима и Олекмы на севере до государственной границы с Монголией и Китаем на юге. В геологическом отношении он представляет собой один из сложнейших районов мира. Изучение геологии Забайкалья проводится более полутораста лет, и в этой книге нет возможности сколько-нибудь полно перечислить всю огромную армию исследователей Забайкалья и опубликованные ими труды. Лишь минералогические и геохимические исследования вольфрамитовых месторождений Забайкалья, печатные и рукописные, доступные автору, учтены (по 1973 г. включительно), и перечень большинства из них дается в приведенной библиографии. Ссылки на важнейшие оригинальные геологические работы с учетом того, что было сказано в предисловии, даются лишь в тех случаях, когда это необходимо для понимания минералогии, геохимии и генезиса вольфрамитовых месторождений. Литература по стратиграфии и тектонике опущена полностью. Опущены и многие работы по металлогении, имеющие в основе своей компилятивный характер. Вместо них даны ссылки на оригинальные минералогические исследования и названы соответствующие имена.

В расшифровке сложной геологической истории Забайкалья и особенно геологии районов, в которых проявилась вольфрамово-оловянная минерализация, основополагающими трудами следует признать исследования А. И. Карамышева (1821), А. И. Кулибина (1827, 1829), А. Таскина (1829), В. Титова (1855), А. Озерского (1867), М. П. Герасимова (1896—1898), А. Э. Гедройца (1898), В. А. Обручева (1935—1938), П. П. Сущинского (1915—1925), М. М. Тетяева (1918), С. А. Докторовича-Гребницкого (1921), Ю. П. Деньгина (1931), Ю. М. Шейнмана (1931—1936), С. А. Музылева (1932), С. С. Смирнова (1932—1946), Н. А. Смольянинова (1939, 1940), И. М. Озерова (1937—1946), О. Д. Левицкого (1939), М. Д. Дроздова (1939), А. Н. и В. А. Ассовских (1939), И. П. Кушнарева (1940, 1954), И. Ф. Григорьева (1940—1957), Е. И. Доломановой (1955—1963), А. В. Дружинина, И. З. Самонова, К. М. Мельниковой (1956), Н. В. Шталь (1958), М. М. Повилайтис (1960, 1966), а в последние годы — работы В. В. Аристова, А. С. Бабкина, П. Т. Белова, А. М. Гребенникова, В. А. Гущина, В. Н. Козеренко, В. С. Кормилицына, Ф. М. Морозова, Д. О. Онтоева, И. Г. Рутштейна, В. И. Сизых, М. Д. Скурского, В. В. Старченко, Л. В. Таусона, К. Д. Шолкина (см. также: Аскасинский, Демин, 1957).

Таблица 1

Магматические формации Забайкалья (по Кормилицыну, 1969)

Период	Магматическая формация	Вулканогенные свиты	Интрузивные и субвулканические комплексы	Характерные месторождения	Возраст оруденения и литературный источник
Меловой	Щелочно-базальтоидная эффузивно-интрузивная (Cr_1)	Цежейская и др.	Белозерский даамбулакский (?)	—	—
	Базальт-липарит-щелочногранитная эффузивно-субвулканическая ($J_3 - Cr_1$)	Абагайтуйская и др.	Нерчуганский и абагайтуйский	Абагайтуй	—
Юрский	Дацит-липарит-лейкогранитная эффузивно-интрузивно-субвулканическая ($J_2 - J_3$)	Бырцинская и былыринская	Ныроқский, харатуйский, харалгинский, шерловогорский	Шерловая Гора (Sn)	—
	Гранитная интрузивная ($J_2 - J_3$)	—	Асакан-шумиловский, кукульбейский, цаганолуевский	Куналей, Шумиловка, Молодежное, Спокойнинское, Ангатуй, Дедова Гора, Куранжа, Шерловая Гора (W), Зун-Ундур, Барун-Ундур	Шерловая Гора—144—154±6 млн лет (Онтоев, 1972)
	Сиенит-гранитная интрузивная ($J_2 - J_3$)	—	Гуджирский и кукульбейский (в Шилка-Газимурской зоне)	Букука, Белуха, Антонова Гора, Малый Соктуй, Барун-Шивея, Джида, Бом-Горхон, Шахтама, Бугдая	Джида—145±6 млн лет (Онтоев, 1972)
	Базальт-андезит-диорит-гранодиоритовая эффузивно-интрузивно-субвулканическая (J_2—J_3)	Удинская, ичетуйская, букукинская, джаргалантуйская, кодатуйская, шадаронская и др.	Нарынский, сохондинский, шахтаминский, сретенский, нерчинско-заводский, куйтунский и др.		Белуха — 164±8 млн лет (Константинов и др., 1971)

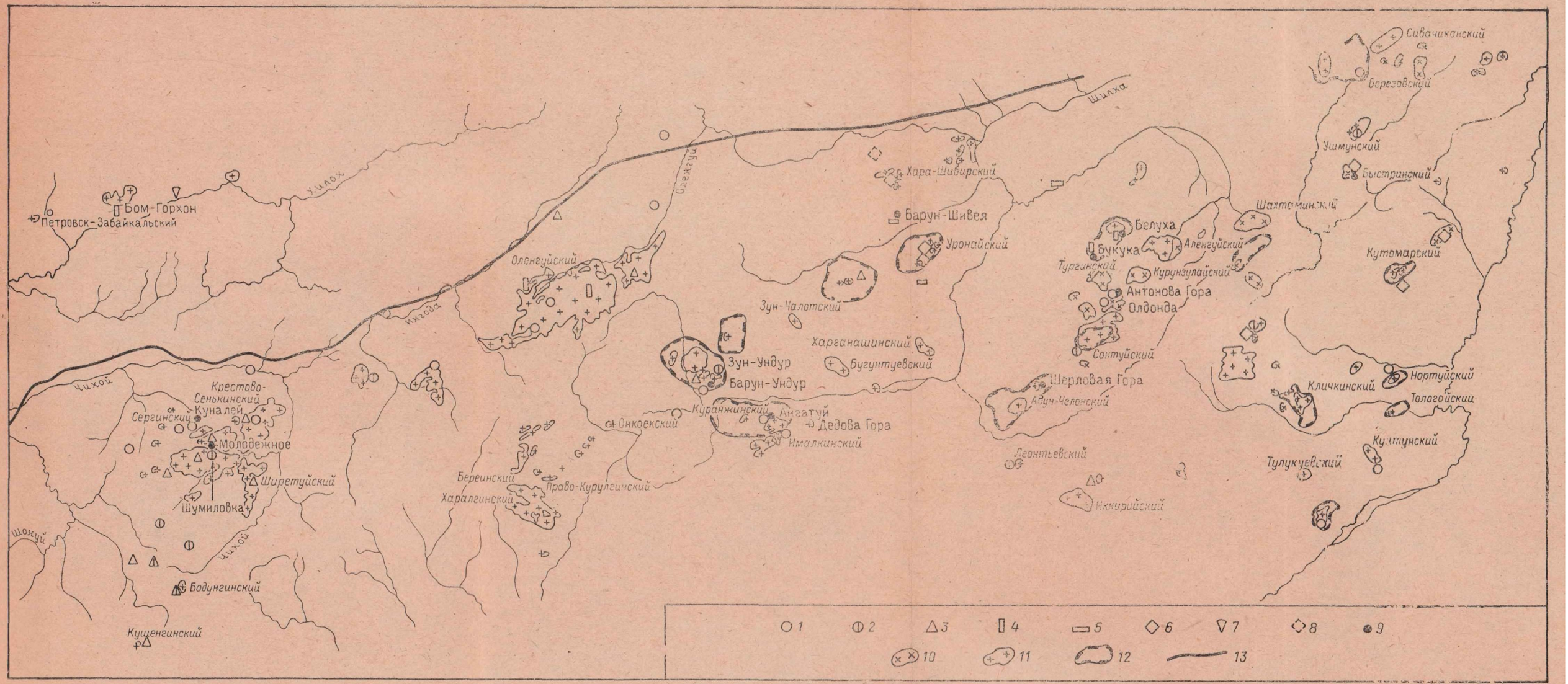


Рис. 1. Схема расположения вольфрамитовых месторождений Забайкалья (по Б. А. Гайворонскому и А. М. Гребенникову, с использованием геофизических материалов Л. А. Мастюлина, В. Д. Огородникова и Г. И. Менакера).

Вольфрамовые рудные формации и минеральные типы, связанные с мезозойскими гранитоидами: *1* — кварц-вольфрамитовый; *2* — кварц-вольфрамит-касситеритовый; *3* — грейзеновый; *4* — кварц-вольфрамит-сульфидная; *5* — ртутно-сурьмяно-вольфрамовая; *6* — скарново-шеелитовая; *7* — вольфрамоносные кварцевые порфиры; *8* — предполагаемая рудная формация; *9* — месторождения; *10* — массивы умеренно кислых гранитоидов; *11* — массивы кислых гранитоидов; *12* — контуры рудных узлов и проекции невскрытых массивов; *13* — Монголо-Охотский разлом.

На основании их исследований можно сделать несколько общих замечаний о тектоническом строении этого горного региона и последовательности магматических формаций, с которыми связывается вольфрамовое оруденение в Забайкалье.

Основу Забайкалья в тектоническом отношении составляют три мощные складчатые зоны: Байкальская, сформировавшаяся в позднепротерозойско-раннепалеозойское время, Западно-Забайкальская, сложившаяся в раннепалеозойское время, и наиболее молодая — мезозойская — Монголо-Охотская. Они разделены Нерча-Хилокской зоной устойчивых краевых геоантиклинальных поднятий. История развития ее сложна, и разными исследователями трактуется неоднозначно. В. С. Кормилицын (1969, с. 6) отмечает, что в этой зоне «как ни в какой другой ... имело место сосредоточение разнообразных по составу и происхождению и различных по возрасту гранитоидов, многие из которых отражают инверсионные этапы развития соседних складчатых областей и могут рассматриваться как интрузии позднекембрийского, ранне- и позднепалеозойского и мезозойского циклов тектоно-магматической активизации».

Из трех вышеназванных складчатых зон Монголо-Охотская является наиболее крупной и сложной по своему строению. Отличительная особенность ее — наличие мезозойской геосинклинали, близкой по возрасту к Верхояно-Колымской и Сихотэ-Алинской геосинклиналям. В формировании названной мезозойской геосинклинали, в свою очередь, устанавливают три этапа развития: собственно геосинклинальный (T_3—J_1), инверсионный (J_2—J_3) и постинверсионный (J_3—Cr_1). Особая роль при этом принадлежит второму этапу, когда, по данным В. С. Кормилицына (1969) и других специалистов, в Забайкалье имели место интенсивные движения отдельных блоков фундамента, активизация сочленяющих их структурных швов, интенсивное проявление базальтоидного вулканизма, внедрение гранитоидных магм.

Общая последовательность магматических формаций в Забайкалье в мезозойское время, по данным В. С. Кормилицына (1969), показана в табл. 1. Из этой таблицы и из данных ряда исследователей, придерживающихся иных взглядов (Рутштейн, 1961), следует, что рассматриваемые ниже вольфрамитовые месторождения Забайкалья по времени своего образования оцениваются преимущественно как верхнеюрские. Пространственно их можно разделить на три группы:

1) восточную, охватывающую месторождения, связанные с гранитными интрузиями кукульбейского комплекса [Букука, Белуха, Антонова Гора, Арбуй (Олданда), Тутхалтуй, Тоготуй, Антано-Ороца];

2) центральную, включающую месторождения, связанные с гранитными интрузиями, тяготеющими к территории Агинского палеозойского поля (Шерловая Гора, Ангатуй, Дедова Гора, Куранжа, Зун-Ундур, Барун-Ундур, Спокойнинское, Барун-Шивея);

3) западную, куда можно отнести месторождения, расположенные в Западном Забайкалье (Куналей, Молодежное, Шумиловка), в юго-восточном Прибайкалье (Бом-Горхон) и в юго-западном Забайкалье (Джида).

В указанной последовательности ниже и дается описание изученных нами вольфрамитовых месторождений Забайкалья (рис. 1).

Часть I

ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ. КУКУЛЬБЕЙ

ГЛАВА I

БОЛЬШОЙ СОКТУЙ. АНТОНОВА ГОРА

1. ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

Антоновогорское вольфрамитовое месторождение находится в северо-восточной части Кукульбейского хребта, являющегося водоразделом рек Онон-Борзя и Турга и своеобразной перемычкой между горными сооружениями Газимур-Ононского хребта и хр. Эрмана.

Антонова Гора, будучи высшей точкой Кукульбея (ее высота 1387 м над ур. м.), лежит в 45 км к северо-востоку от ст. Хадабулак Забайкальской железной дороги. Месторождение связано грунтовой дорогой с железнодорожными станциями Забайкальской дороги и через сел. Турга — с вольфрамитовыми месторождениями Букука и Белуха, лежащими к северу от него.

Месторождение, по-видимому, открыто в 1915 г. местными жителями, но заявки от них поступали начиная с 1912 г. Летом 1916 г. в районах Большого и Малого Соктуев Главным управлением Нерчинского округа были начаты разведки на вольфрамит (Сущинский, 1917б).

П. П. Сущинский, командированный в Забайкалье Академией наук в 1916 г., составил первые схематические геологические карточки этих таежных мест, показав, что на Антоновой Горе район месторождения слагают сланцы и конгломераты, прорванные «гранитом Антоновой Горы» и расположенным к югу «порфировидным гранитом». Сотрудник П. П. Сущинского Л. Д. Варданянц установил, что кварц-вольфрамитовые жилы имеют простирание северо-восток 10—50°. В жилах были установлены вольфрамит, «пневматолитическая» слюда, молибденит, галенит, пирит, халькопирит и флюорит. Замечено было также, что кварц в жилах неодинаков. Ранний, вольфрамитоносный кварц — серый, и «куски соседнего гранита, попавшие в жилы этого кварца, являются обычно грейзенизированными и снабжены оторочкой слюды, которая также часто отграничивает жилу кварца от зальбанда». В то же время молочно-белый кварц вольфрамита не содержит, и «обломки соседнего сланца, заключенные в жилах этого кварца, в противоположность кварцу с вольфрамитом совсем не изменены, не окварцованы, не оторочены слюдой» (Сущинский, 1917б, с. 583—584).

Летом того же 1916 г. Антонову Гору посетили М. М. Тетяев и С. А. Докторович-Гребницкий, командированные в Забайкалье Геологическим комитетом. Перечислив места, где в то время были встречены жилы и обломки вольфрамитоносного кварца, М. М. Тетяев отмечает, что жилы могут выходить за пределы гранита, распространяясь в осадочные породы, что околожильные изменения пород сводятся к превращению их в светлую тонкозернистую породу, состоящую из кварца

и слюды, вплоть до появления слюдяных оторочек, окаймляющих жилу с обеих сторон. При этом «вольфрамит, по-видимому, имеет тенденцию сосредоточиваться в боках жилы» (Тетяев, 1918, с. 50—51).

М. М. Тетяев пришел к заключению, что «относительная редкость жил, отсутствие значительных и постоянных жил с вольфрамитом, быстрое выклинивание и сильное гнездовое распределение вольфрамита говорит скорее не в пользу этого месторождения» (Тетяев, 1918, с. 51).

С. А. Докторович-Гребницкий (1921) дал описание и промышленную оценку всех вскрытых рудных жил Антоновой Горы и примыкающего к ней месторождения Олданды, а также расположенных к югу Мало-Соктуйских месторождений — Тутхалтуя, Тоготуя, Антано-Ороцы. По насыщенности фактическими данными работа С. А. Докторовича-Гребницкого является наиболее ценным исследованием этого периода.

Гражданская война, оккупация Дальнего Востока и Забайкалья интервентами и последовавшая за ними хозяйственная разруха на долгие годы задержали освоение Антоновой Горы. С 1926 по 1931 г. на месторождении проводились лишь эпизодические рекогносцировочные осмотры. Так, летом 1926 г. и в начале 1927 г. под руководством инженера А. А. Анискович были проведены небольшие объемы работ от треста «Редкие элементы». По-видимому, неблагоприятные результаты приостановили дело. Летом 1927 г. Ю. П. Деньгин, проводя региональную геологическую съемку, дал впервые подробное геологическое описание района месторождения (Деньгин, 1931). В 1930 г. рекогносцировочный осмотр Антоновой Горы был проведен геологопоисковой партией А. М. Смирнова от Института цветных металлов Главного геологоразведочного управления.

Лишь в августе 1931 г. Арбуйской партией Восточно-Сибирского геологического треста под руководством А. Н. Ассовского начата систематическая разведка месторождения. В 1932 г. партия была переименована в Антоновогорскую и штат ее был пополнен квалифицированными специалистами. Вместе с А. Н. Ассовским изучением Антоновой Горы занимались В. А. Ассовская, П. А. Суханов, В. Е. Кошман. К 1935 г. детальная разведка месторождения была закончена, и результаты ее вошли в известную монографию А. Н. и В. А. Ассовских «Антоновогорское месторождение вольфрамита» (1939).

В 1933—1935 гг. месторождение дважды посетил О. Д. Левицкий. Он дал в своей монографии по вольфрамитовым месторождениям Восточного Забайкалья краткое описание и Антоновой Горы, заметив, что оно «составлено главным образом по материалам А. Н. Ассовского. Лишь при установлении происхождения рудопроводящих каналов и при выявлении некоторых других вопросов генезиса мы использовали также результаты наших исследований» (Левицкий, 1964, с. 91).

В годы войны и в первые послевоенные годы месторождение изучали И. М. Озеров (1945), Б. М. Базаров (1951) и М. М. Константинов (1944).

В 1955—1957 гг. структуру рудных полей Букуки—Белухи—Антоновой Горы изучала по договору с трестом Востсибцветметразведка Министерства цветных металлов СССР группа геологов Института цветных металлов и золота им. М. И. Калинина под руководством А. В. Дружинина. Работы на Антоновой Горе возглавляла К. М. Мельникова (1958). Были задокументированы многие жилы, дано описание рудных минералов, составлена геологическая карта рудного поля и разрезы в масштабе 1 : 1000. К сожалению, эта очень интересная и важная работа осталась незавершенной и полностью не опубликованной.

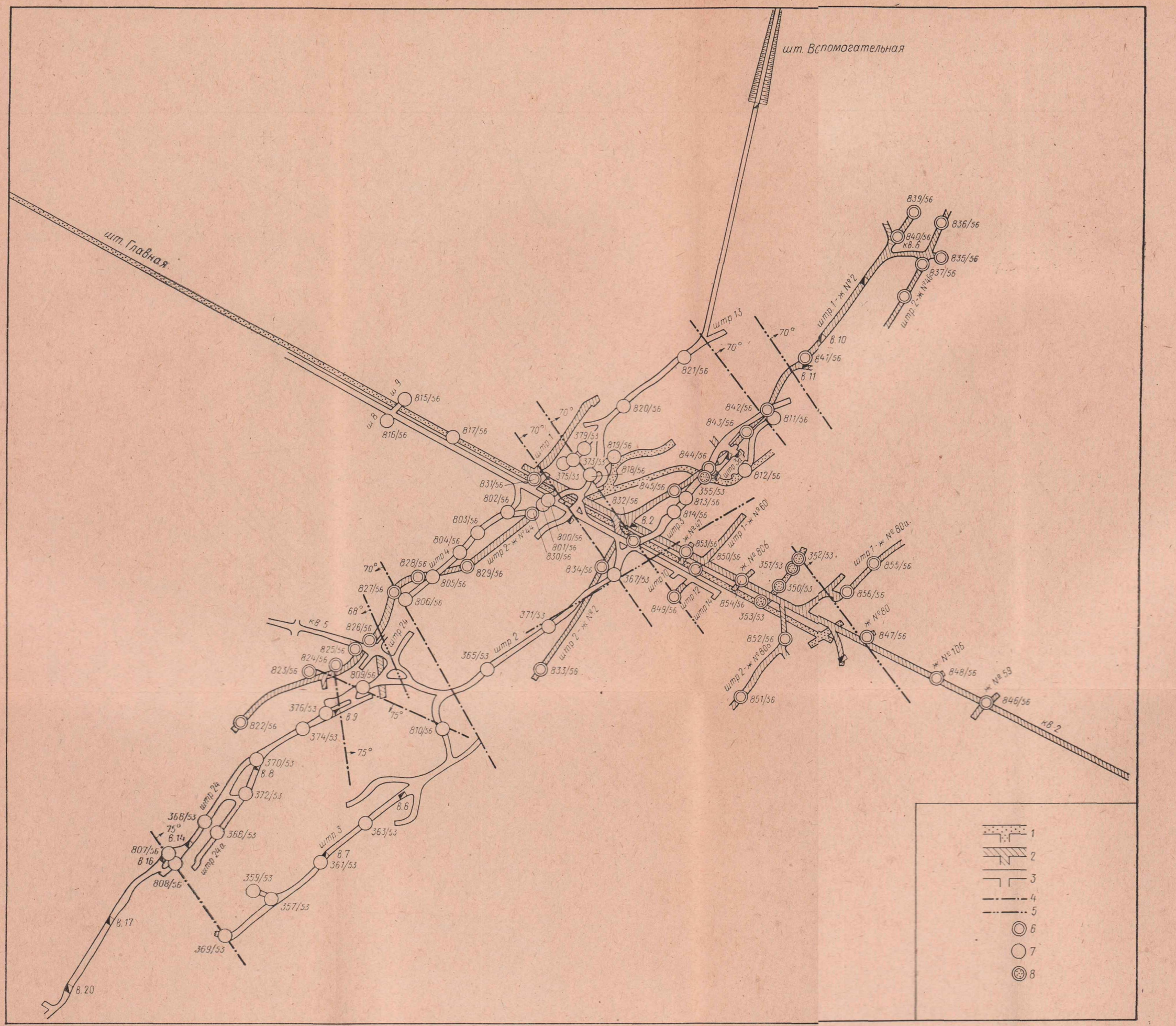


Рис. 2. Сводный план-схема горных выработок и точек наблюдений рудника Антонова Гора, 1956 г.

1 — гор. штольни Главной (h=1195 м); *2* — гор. Подэтажа (h=1248 м); *3* — гор. штольни Вспомогательной (h=1295 м); *4* — тектонические нарушения гор. 1295 м; *5* — тектонические нарушения гор. 1248 м; *6* — точки наблюдения гор. 1248 м; *7* — то же, гор. 1295 м; *8* — то же, гор. 1195 м.

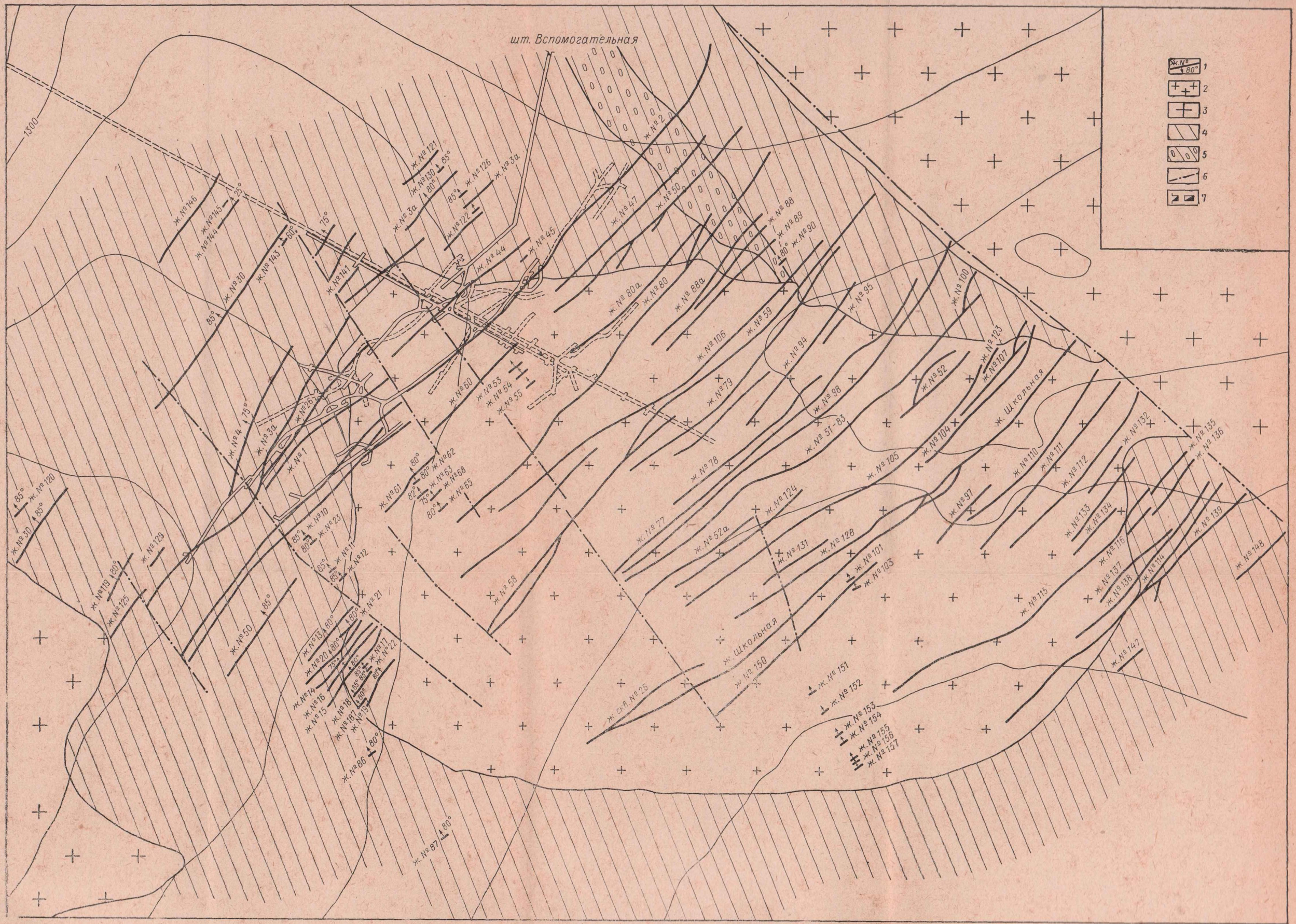


Рис. 3. Геологическая карта Антоновогорского месторождения.

1 — кварцевые жилы; *2* — мелкозернистый мусковитовый гранит; *3* — двухслюдистый гранит; *4* — глинистые сланцы; *5* — конгломераты; *6* — тектонические нарушения; *7* — устья штолен и шахт.

Начиная с 1951 г. Антонова Гора изучается автором. В 1951 г. вместе с ним на месторождении работал студент А. И. Серебрицкий. В 1953 г. на месторождении с автором работали студенты Д. Воронин, А. Евтушек, Н. Кулик, Э. Раевская. Были тщательно задокументированы подземные горные выработки гор. 1295 м (горизонт штольни Вспомогательной), включающие штреки 2, 3, 3б, 4, 5, 24а, 26. В 1956 г. с участием студенток Т. Соседко и Л. Козыревой были задокументированы подземные горные выработки промежуточного гор. 1248 м (Подэтажа) и просмотрены выработки самого нижнего гор. 1195 м (горизонт штольни Главной). В результате важнейшие рудные жилы месторождения были задокументированы более чем в 80 местах на всех трех горизонтах, в интервале по вертикали 100 м. Расположение всех «точек наблюдения» на трех названных горизонтах показано на рис. 2.

2. КРАТКИЙ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В Восточном Забайкалье в мезозойское время, по данным Р. М. Константинова и И. Н. Томсона (1966), параллельно формировались две серии магматогенных пород и среди них — гранитоиды Кукульбея и гранитоиды шахтаминского комплекса. С шахтаминским комплексом связано оруденение так называемого балейского типа, с кукульбейскими многофазными интрузиями — редкометальное вольфрамо-оловянное оруденение, имеющее четко выраженную зональность (Кириллов, 1968).

Кукульбейский комплекс в центральной части Восточного Забайкалья представлен массивами: Тургинским, Соктуйским, Ботовским, Адун-Чилонским. Характерным и довольно полно изученным интрузивом в настоящее время является Соктуйский массив. Однако исследователи не всегда сходятся в своих выводах по его геологии: так, Н. В. Шталь (1958) считает, что возраст соктуйских интрузий определяется тем, что они прорывают фаунистически охарактеризованные нижнесреднегорские отложения и на них трансгрессивно залегает вулканогенная толща верхней горы.

По данным Р. В. Лесняка (1965), Соктуйский массив моложе разрывных нарушений, пересекающих отложения верхней горы, и, в свою очередь, прорывает эффузивно-вулканогенные отложения и субвулканические образования верхнеюрского возраста.

Р. В. Лесняк (1965), изучавший кукульбейский комплекс интрузий, пришел к заключению, что наиболее распространенными породами Соктуйского массива являются лейкократовые граниты и гранит-порфиры, развитые в краевых и апикальных частях интрузива. Взаимоотношения между ними таковы, что в одних случаях наблюдаются постепенные переходы, в других — граниты прорывают гранит-порфиры. Глубина формирования Соктуйского массива, по данным этого исследователя, составляет 1 км. Гипабиссальные условия, отмечает он, характерны для всех интрузий Кукульбея, что подтверждается широким развитием фаций с порфировыми, порфировидными и криптовыми структурами.

По данным М. И. Кузьмина (1966), Соктуйский массив имеет многофазное строение. Роговообманково-биотитовые граниты первой фазы образуют в нем два тела: в северной и юго-восточной частях массива. Основную же часть массива слагают биотитовые граниты второй, главной, фазы. Еще более поздними образованиями являются небольшие тела порфировидных гранитов, прорывающие граниты главной фазы. Наконец, в северной части массива М. И. Кузьминым (1966)

установлен небольшой выход кварцевых сиенитов и граносиенитов, явно секущих роговообманково-биотитовые граниты первой фазы. В свою очередь, сиениты и граносиениты прорываются дайками гранитов и аплитов, аналогичных тем, каковые часто встречаются в биотитовых гранитах главной фазы. Абсолютный возраст последних оценивается в 135 млн лет.

Металлоносность и геохимия гранитоидных массивов Кукульбейского хребта в последние два десятилетия явились объектами детальных исследований большой группы исследователей. Среди них следует назвать Н. А. Авдонцева (1959), давшего обстоятельное описание Олдандинского и Соктуйского массивов и указавшего перспективные участки для поисков новых месторождений, И. В. Завьялову (1964) и Н. С. Вартанову и И. В. Завьялову (1968), исследовавших акцессорные минералы пород Соктуйского и других массивов и показавших, что эти минералы не могут служить критерием для возрастного расчленения гранитоидов.

В работе В. Л. Литвинова (1966) показано, что биотиты кукульбейских гранитоидов характеризуются высокой железистостью и аномально низким светопреломлением, сочетающимися с повышенными содержаниями Mn, Li, F, что находит свое объяснение в широко развитых здесь процессах постмагматического замещения биотита мусковитом.

А. А. Беус и А. А. Ситнин (1967), исследуя геохимическую специфику кукульбейских гранитов, определили в них среднее содержание элементов-примесей, г/т: Rb — 310, TR — 190, Zr — 190, Li — 115, Pb — 66, Zn — 50, Cu — 40, B — 37, Nb — 33, Th — 27, Sn — 20, V — 17, Cs — 16, Be — 13, W — 9, Ta — 5,6, Mo — 1,3. При этом содержание Rb, Li, Cs, Be, W, Ta в кукульбейских гранитах превосходит в 1,3—2 раза среднее содержание этих элементов в гранитах Забайкалья. Авторы полагают, что это обстоятельство объясняет приуроченность редкометальных месторождений Восточного Забайкалья к данному гранитоидному комплексу.

Л. В. Таусон, М. И. Кузьмин, В. С. Антипин, Л. Л. Петров (Бериллий..., 1969) детально исследовали закономерности распределения бериллия в гранитоидах Восточного Забайкалья. Установлено, что относительно поздние биотит и калиевый полевой шпат в биотитовых гранитах Кукульбея характеризуются повышенными содержаниями бериллия. Многофазные интрузии Соктуйского массива в целом склонны к повышению концентрации бериллия в поздних образованиях. И лишь сиениты Соктуя, кристаллизовавшиеся, возможно, из дегазированного остаточного расплава, имеют минимальные содержания этого элемента.

Содержание Rb, Zn, Pb, Li, Be, Sn в породах Соктуйского массива особенно детально исследовал М. Н. Кузьмин (1966). Ему удалось показать закономерное изменение количеств этих элементов и их соотношений в интрузивных фазах и связать эти изменения с этапами становления самой многофазной интрузии (табл. 2).

Подобно Букукинскому и Белухинскому месторождениям (Барабанов, 1961) район Антоновогорского вольфрамитового месторождения имеет сложное геологическое строение. Но в отличие от названных месторождений геология Антоновой Горы изучена очень слабо и по сути дела сведена к учету расположения рудных жил в пределах рудного поля и к фиксации всех смещающих их пострудных нарушений.

Обобщение данных исследований А. Н. Ассовского, О. Д. Левицкого, И. М. Озерова, Б. М. Базарова и К. М. Мельниковой позволяет схемати-

чески изобразить строение района рудного поля Антоновой Горы в виде геологической карты (рис. 3). Из карты следует, что основная масса рудных жил залегает в мелкозернистом мусковитовом граните, частично выходя за его пределы в область вмещающих осадочных пород, относимых по возрасту к нижне-среднеюрским отложениям. В окружающем месторождение районе нижнеюрские отложения представлены глинистыми сланцами, среднеюрские — в нижней части — конгломератами, в верхней — песчаниками.

В пределах самого месторождения осадочные породы слагают западный, северный, северо-восточный и южный склоны Антоновой Горы. На западе и северо-западе они представлены почти исключительно сланцами. На севере среди сланцев появляются прослои песчаников и конгломератов. Геологическое строение осадочной толщи, вмещающей месторождение, неясно, так как хороших обнажений нет, и, кроме того, осадочные породы вблизи контакта с гранитом сильно изменены.

Таблица 2

Содержание редких элементов в породах Соктуйского массива по М. Н. Кузьмину (1966), г/т

Интрузивная порода	Rb	Li	Be	Sn	Zn	Pb	Zn/Pb	Rb/Tl
Граниты I фазы	238	31	5,5	4,4	62	30	2,1	113
Граниты II фазы	342	70	6,6	6,2	61	30	2,2	80
Порфировидные граниты фазы дополнительных интрузий	372	84	6,9	7,4	90	20	4,5	84
Фаза кварцевых сиенитов и граносиенитов	142	11	2,5	2,6	85	22	3,9	—
Фаза жильных гранитов и аплитов	256	13	—	—	—	—	—	—

Примечание: цифры ориентировочные.

Сланцы представляют собой тонкозернистую породу темно-серого, почти черного цвета без заметной слоистости. Структура алевролитовая. Кливаж развит в юго-западном и северо-восточном направлениях и слабее — в юго-восточном. По минеральному составу сланцы представлены глинистыми разновидностями с переходом к песчанистым. В основной глинистой массе макроскопически можно различить лишь мельчайшие чешуйки светлой слюды, а под микроскопом, кроме того, хлорит и кварц, биотит, пирит, гидроокислы железа.

На участке месторождения сланцы почти всегда в какой-то степени метаморфизованы. Макроскопически это изменение проявляется в том, что в общей однородной массе сланцев появляются скопления слюды размером 1—3 мм. Вблизи контакта с жилами количество слюды увеличивается, а распределение ее становится более равномерным. У самого контакта изменение сланцев еще более сильное, так как кроме обогащения слюдой происходит окварцевание и пиритизация, появляются многочисленные кварцевые, кальцитовые и слюдяные прожилки, при этом сланцы в целом превращаются в очень крепкую, звенящую при ударе, ороговикованную породу.

В северо-восточной части Антоновогорского месторождения распространены преимущественно песчаники и песчанистые сланцы с прослоями конгломератов. Песчаники по минеральному составу близки к сланцам. Они содержат кварц, глинистое вещество, какой-то рудный минерал, чешуйки светлой слюды. Макроскопически это тонкозернистая

неслоистая темно-серого цвета порода. Контактовый метаморфизм в них проявляется слабее, чем в сланцах, и выражается в появлении биотита и кислого плагиоклаза, в перекристаллизации светлой слюды и кварца, в образовании роговиковых структур.

Эта же картина характерна и для конгломератов с песчанистым цементом: в гальке сланцев развивается слюда, песчанистый же цемент почти не изменяется. Конгломераты были встречены в делювии на севере и северо-востоке месторождения и небольшими прослоями в сланцах. Размеры гальки в среднем 7—8 мм, галька по составу представлена сланцами, песчаниками, кварцитами, очень редко гранитом. В конгломерате галька преобладает над цементом.

Осадочная толща собрана в складки северо-восточного простирания и интрудирована гранитом. Гранит слагает вершину Антоновой Горы, ее южный и восточный склоны и тянется на северо-восток в виде полосы длиной около 6 км и шириной до 1 км. Возраст его определяется как послесреднеюрский.*

На месторождении по составу выделяют две разновидности гранита: биотитовый, точнее двуслюдяной, биотито-мусковитовый, и мусковитовый. Структура биотито-мусковитового гранита гранитовая, сложение мелкозернистое, равномернозернистое или реже порфировидное. Свежий гранит зеленовато-серого цвета. Минеральный состав: кварц, ортоклаз, плагиоклаз, биотит, мусковит; акцессории — хлорит, пирит, молибденит, флюорит. Из них мусковит и хлорит, замещающие биотит, и флюорит, развивающийся обычно по плагиоклазу, являются заведомо вторичными постмагматическими образованиями. Постепенным переходом двуслюдяной биотито-мусковитовый гранит связывается с мусковитовым.

Химические анализы биотитового и мусковитового гранитов, выполненные по просьбе А. Н. и В. А. Ассовских в лаборатории ГИНзолото в Иркутске, приведены в табл. 3. Структура мусковитового гранита совершенно аналогична биотитовому. Цвет серовато-белый, более светлый. По минеральному составу мусковитовый гранит отличается от биотито-мусковитового лишь тем, что биотит и частью плагиоклаз замещены светлой слюдой. Биотита в мусковитовом граните почти нет. Лишь редко встречаются слабо плеохроирующие остатки его среди чешуек мусковита. Акцессорные минералы: циркон, рутил, сфен, апатит. Мусковитовый гранит приурочен главным образом к контакту со сланцами, локализуясь в висячем боку интрузии. А. Н. Ассовский и В. А. Ассовская (1939), по-видимому имея в виду это обстоятельство, пришли к заключению, что «образование мусковитового гранита произошло за счет изменения биотитового близ кровли гранитного тела в результате постмагматических процессов» (с. 194).

На северном склоне Антоновой Горы были встречены, кроме того, небольшие глыбы крупнозернистого гранит-порфира. Возможно, что он находился в виде шлировых выделений в обычном биотитовом граните и подобно крупнозернистым пегматоидам представляет собой результат постмагматической перекристаллизации отдельных участков материнских пород.

Наиболее поздними магматогенными образованиями месторождения являются дайки мелкозернистых аплитов.

За пределами месторождения гранитоиды также весьма широко распространены. По данным Б. М. Базарова (1951), среди них можно

---

* Абсолютный возраст кукульбейского интрузивного комплекса оценивается в 135 млн лет (Кузьмин, 1966).

Таблица 3

Химические анализы гранитов Антоновогорского месторождения по А. Н. и В. А. Ассовским (1939), вес. %

Элемент, окисел	Биотитовый гранит (скв. 1, глубина 195,5 м)	Мусковитовый гранит (жила 1, северо-западный квершлаг, горизонт второй, 27 м от ствола шахты)
SiO_2	72,64	77,36
TiO_2	0,08	0,06
Fe_2O_3	0,54	1,61
Al_2O_3	14,46	12,48
CaO	0,77	0,48
MgO	0,20	0,17
FeO	1,59	1,31
MnO	0,01	0,01
K_2O	5,16	3,86
Na_2O	3,52	2,06
WO_3	0,02	0,03
P_2O_5	0,02	0,02
F	0,03	0,05
S	0,02	0,08
Cu	0,01	0,02
H_2O^+	0,12	0,06
Сумма	99,19	99,66

Таблица 4

Ориентировка эллипсоида оптической упругости микроклина

Константа	1	2	3	4
$P_{001}Ng$	78°	81°	76°	75°
$P_{001}Nm$	14	11	17	15
$P_{001}Np$	83	83	80	87
$-2V$	—	78 (+)	80 $\left(\begin{smallmatrix}+\\+\end{smallmatrix}\right)$	86 $\left(\begin{smallmatrix}+\\+\end{smallmatrix}\right)$
Число определений	3	2	2	2

Таблица 5

Ориентировка эллипсоида оптической упругости ортоклаза

Константа	1	2	3	4	5
$P_{001}Ng$	85°	89°	90°	89°	88°
$P_{001}Nm$	7	5	8	6	3
$P_{001}Np$	87	85	82	88	88
$-2V$	—	—	70 $\left(\begin{smallmatrix}+\\+\end{smallmatrix}\right)$	69 $\left(\begin{smallmatrix}+\\+\end{smallmatrix}\right)$	68 $\left(\begin{smallmatrix}+\\+\end{smallmatrix}\right)$
Число определений . .	2	5	2	4	4

выделить небольшую группу доюрских интрузий и более распространенные послеюрские массивы, занимающие около 40% площади района. Последние формировались в две фазы. Ранняя, представленная гранитоидами повышенной основности: гранодиоритами, кварцевыми диоритами, граносиенитами, — имеет сравнительно небольшое распространение. Интрузии ее сопровождаются дайками порфиритов и лампрофиров. Более поздняя фаза магматизма сопровождалась формированием широко распространенных в районе интрузий гранитоидов повышенной кислотности, характеризующихся пониженным содержанием цветных минералов и связанным с этим более лейкократовым обликом породы в целом.

Таковы биотитовые граниты Малого Соктуя, описание которых будет дано при характеристике Тутхалтуйского месторождения, крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты массива Олданды, занимающего площадь около 50 км², порфировидные биотитовые граниты Арбуя.

Минералы мусковитового гранита, вмещающего основную массу рудных жил, были исследованы несколько более детально. Полевой шпат гранита представлен микроклином, ортоклазом и плагиоклазом. Свежий микроклин находится в виде крупных чистых зерен с характерной микроклиновой решеткой. Замеры на федоровском столике показаны в табл. 4. Возле рудных жил микроклиновая решетка в зернах исчезает. Зерна микроклина переполняются мельчайшими газово-жидкими включениями и становятся мутными. Свежий ортоклаз встречается также в виде крупных довольно чистых зерен. Его оптическая ориентировка приведена в табл. 5. Плагиоклаз в виде зерен среднего размера с тонким полисинтетическим двойникованием даже вдали от жил несет на себе следы серицитизации или замещения калиевым полевым шпатом, кварцем. Наиболее свежие зерна, измеренные на федоровском столике, показали принадлежность его к альбиту № 15, закон двойникования альбитовый. Эти же зерна, измеренные в иммерсионном препарате, показали значения номера альбита от 13 до 15.

1458

В калиево-натровых полевых шпатах гранита полуколичественным спектральным анализом кроме обычных элементов установлены, %: Be — 0,03, Ti — 0,002, MgO — 0,1, Mn — 0,003, Pb — 0,004, W — 0,002, Ga — 0,004, Sn — 0,0005, Bi — 0,0005, Fe_2O_3 — 1,0, CaO — 1,0, Cu — 0,003, Y — 0,001, Zn — 0,03, Zr — 0,001, Sr — 0,01, Yb — 0,0001.

Мусковит имеет вид крупных чистых зерен. Вдали от жил среди его агрегатов встречаются реликты коричневато-бурого биотита, включенные в мусковит и часто ассоциирующие с зернами пирита. Светопреломление типичного мусковита из гранита: $Ng = 1{,}600 \pm 0{,}001$, $Nm = 1{,}594 \pm 0{,}001$, $Np = 1{,}558 \pm 0{,}001$. $2V = 43°$ (в центральной части чешуйки) и 42° (в периферической части зерна). Эта слюда содержит, %: F — 0,94, H_2O — 4,5.

Полуколичественный спектральный анализ показал присутствие в мусковите, кроме калия, алюминия и кремния, натрия 0,3—1,0, железа 1—3, магния 0,1—0,3, титана 0,1, марганца 0,01—0,03, ниобия 0,01, циркония, вольфрама менее 0,01, олова, галлия, лития 0,01—0,03, скандия, бериллия, ванадия 0,001—0,003, меди 0,001%.

Тектоника Антоновогорского рудного поля и района, его окружающего, чрезвычайно сложна. Весь район месторождения подвергнулся интенсивной мезозойской складчатости северо-восточного простирания. В результате ее на севере образовалась антиклинальная складка, ось которой погружена на юго-запад. Образование складчатых структур сопровождалось интрузивной деятельностью и внедрением гранитов.

Геологических Наук Библиотека

В эпоху мезозойской складчатости в значительной степени проявилась и дизъюнктивная тектоника, выразившаяся в образовании серии разрывов сбросо-сдвигового характера. Трещины в осадочных породах и в гранитах, с которыми связаны рудные кварц-вольфрамитовые жилы, имеют разный характер, различный генезис, разные элементы залегания и интенсивность развития.

Антоновогорский гранитный массив отличается от других массивов Кукульбея наличием весьма большого числа минерализованных и неминерализованных трещин и насыщенностью кварц-вольфрамитовыми жилами северо-восточного простирания. Трещиноватость интрузива наиболее развита в краевых частях. Здесь характерно кулисообразное расположение трещин. В центре массива трещины прослеживаются в длину на сотни метров. Различные авторы выделяют ряд систем трещин. По мнению И. М. Озерова (1945) и Б. М. Базарова (1951), общим для них является то, что все они, за редким исключением, оказываются крутопадающими. Наибольшее распространение на месторождении имеют трещины следующих направлений:

1) простирание северо-восток 40°, падение на северо-запад под углами 75—85°; для этих трещин характерно наличие гладких стенок, большая протяженность, проявление последующих тектонических подвижек вдоль их плоскостей и присутствие глинки трения. С этой системой трещин связано подавляющее количество рудных жил месторождения;

2) простирание северо-восток 25°, падение на северо-запад под углами 70—80°. Эти трещины обычно короткие, без следов подвижек, чаще всего они проявляются в сланцах; иногда с ними также связаны кварцевые жилы;

3) простирание северо-запад 290—340°, падение на северо-восток под углами 70—80°. Это в основном пострудные трещины. С ними связано образование кварцево-флюоритовых жил с поздним гребенчатым кварцем и халцедоном.

Судя по характеру жил и по их структуре, тектоническая деятельность сбросо-сдвигового характера имела место главным образом уже после образования основных рудных жил. Об этом свидетельствуют дробление и перемещение отдельных частей жил вдоль и вкрест простирания рудных тел. Интенсивной и разновременной тектонической деятельностью структура месторождения весьма усложнена, и это затрудняет ее расшифровку и постановку поисково-разведочных работ. В связи с этим нам представляется весьма важной и актуальной работа по изучению структуры рудного поля, которая была предпринята в 1955—1957 гг. на месторождении А. В. Дружининым и которая, к сожалению, осталась незавершенной.

Анализ структуры рудного поля месторождения, проделанный А. В. Дружининым и К. М. Мельниковой (1958), позволил им наметить следующие этапы ее развития. Первоначально, когда весь район Кукульбейского массива подвергся интенсивной мезозойской складчатости, была сформирована крупная антиклинальная складка северо-восточного простирания. В процессе складкообразования были заложены сколовые нарушения типа надвигов северо-восточного простирания и разрывные трещины северо-западного простирания. В последующие этапы в ядро складки внедрились граниты Олдандинского интрузивного комплекса, дериватами которых являются антоновогорские биотитовые граниты. Таким образом, к началу внедрения рудообразующих растворов уже сформировалось две системы нарушений. Распределение растворов шло вдоль многочисленных трещин северо-восточного

простирания, которые приоткрывались в дорудный этап. Ко времени поступления рудообразующих растворов они, очевидно, образовали две сближенные параллельные поверхности скалывания. Вмещающие породы между ними были интенсивно раздроблены, и это способствовало развитию метасоматических процессов. Постепенно весь блок пород между трещинами замещался рудоносным кварцем. Выполнение открытых полостей трещин преобладало в сланцах и имело место в гранитах лишь в том случае, если в них возникали открытые полости.

Итак, рудные жилы на месторождении залегают в эндо- и экзоконтакте небольшого массива киммерийских гранитов, обнажающихся среди сильно метаморфизованных песчано-глинистых отложений нижне- и среднеюрского возраста. Все жилы имеют северо-восточное (25—40°) простирание и крутое падение на северо-запад. Как правило, они выдержаны по простиранию и падению.

Трещины северо-западного простирания выполнены или дайками гранита, секущими сланцы, или дайками аплита, секущими и сланцы, и граниты. Кварцевых жил, приуроченных к трещинам этого направления, на месторождении не встречено.

Подвижки вдоль трещин северо-восточного направления происходили не только в доминерализационный период, но продолжались и после образования рудных жил. Об этом свидетельствует сложнейшая пострудная тектоника, примеры которой будут приведены ниже, при описании рудных жил.

3. РУДОПРОЯВЛЕНИЕ АРБУЙ (ОЛДАНДА)

В 1,5 км к востоку от Антоновой Горы, на живописном хребте, имеющем северо-западное простирание, зажатом между падями Арбуй и Дорожная и сложенном крупнозернистым порфировидным (олдандинским) биотитовым гранитом, серией канав вскрыты несколько кварц-вольфрамитовых жил.

Рудопроявления Арбуя (Олданды) открыты местными жителями еще в 1913 г. (Тетяев, 1918). В 1916 г. они были посещены П. П. Сущинским, М. М. Тетяевым и С. А. Докторовичем-Гребницким. Разведка уже тогда показала, что в этом месте имеется серия параллельных жил, зажатых в азимуте СЗ 315—350°. Жилы часто сливаются или, напротив, ветвятся, выклиниваются, пережимаются, или раздуваются, т. е. по простиранию ведут себя крайне прихотливо. М. М. Тетяев (1918) отмечал, что «жилы не имеют резко очерченных границ: очень часто в окружающую породу заходят апофизы кварца или идут параллельные ответвления с захватом части вмещающего гранита. Вообще они располагаются, как и в других месторождениях, по главной отдельности гранита. Особенностью жил этого месторождения является частое появление в них полевых шпатов, придающих иногда жиле аплитовый характер...

Распределение вольфрамита в жилах ясно гнездовое, и богатые части быстро сменяются совершенно пустыми. Кроме вольфрамита и слюды в жилах встречены мышьяковый колчедан, пирит, плавиковый шпат, полевой шпат и, в одном случае, медный колчедан» (Тетяев, 1918, с. 52).

В указанной работе М. М. Тетяева приведен анализ вольфрамита из Олдандинского (Арбуйского) месторождения. Образцы вольфрамита были собраны С. А. Докторовичем-Гребницким и проанализированы в лаборатории Геологического комитета. Расчет анализа (Тетяев, 1918, с. 53) приводит к формуле $(Fe_{0,27}Mn_{0,72})_{0,99}\ [(W_{0,99}Si_{0,01})_{1,00}O_4]$.

К моменту нашего посещения этих мест летом 1959 г. все выработки, включая и более свежие канавы, были заброшены, шурфы и старые канавы завалены, поэтому изучить морфологию и минеральный состав жил в их естественном залегании не представлялось возможным. Однако прекрасная естественная обнаженность порфировидного гранита, особенно в юго-восточной части хребта, позволила собрать некоторый материал, результаты обработки которого приводятся ниже.

Граниты, обнажающиеся в скальных выходах, разбиты системами трещин следующих основных направлений:

Простирание	Падение	
СВ	ЮВ	45—75°
Ю—ЮВ	Ю	80—90
С—СЗ	З	75
В—ЮВ	С	70—80

Три первых направления соответствуют простиранию кварцевых жил, последняя система трещин часто выполнена жилами аплитов.

Аплиты — обычно желтовато-розовые, мелкозернистые породы с гранитовидной структурой. Средний размер зерен 0,3—0,4 мм. Минеральный состав их (шлиф 1003/56), %: кварц — 50,0, плагиоклаз — 38,0, калиевый полевой шпат — 10,0, биотит — 2,0, лейкоксен, пирит — 0,1. Плагиоклаз, по данным измерений на федоровском столике, представлен двумя разновидностями (табл. 6).

Таблица 6

Результаты измерения плагиоклаза аплитов на федоровском столике (шлиф 1003/56)

Разновидность	*DNg*	*DNp*	*DNm*	Номер плагиоклаза	Положение *D*
Первая	18°	72°	88°	2— 3	⊥(010)
Вторая	11	80	89	10—11	⊥(010)

Все полевые шпаты из-за массы газово-жидких включений в шлифах кажутся бурыми. Эта окраска, кроме того, обусловлена отчасти и развивающимся по плагиоклазам мелкокристаллическим серицитом.

Среди типичных гранитов Арбуя по минеральному составу и текстурам можно выделить две основные разновидности: среднезернистые серые или серо-розовые граниты и крупнозернистые порфировидные лейкократовые граниты. Между ними наблюдаются постепенные переходы. Наибольшим распространением пользуются крупнозернистые лейкократовые граниты — светло-розовые породы, вкрапленники в которых представлены кварцем и полевыми шпатами. Основную массу породы составляют кварц, полевые шпаты, биотит. Средний минеральный состав порфировидных гранитов, подсчитанный на столике Андина, таков, %: плагиоклаз — 42, кварц — 28, микроклин — 25, биотит — 4,5, хлорит — 2,0, флюорит, апатит, циркон, сфен, пирит — 0,5. Среднезернистые серо-розовые граниты имеют более темную окраску и массивное сложение. Средний минеральный состав их, подсчитанный в шлифах на столике Андина, %: кварц — 34, плагиоклаз — 46, микроклин — 9, биотит — 10, хлорит — 0,8, флюорит, апатит, циркон, сфен, пирит — 0,2.

Из приведенных данных следует, что в среднезернистых серых гранитах по сравнению с порфировидными лейкократовыми гранитами количество плагиоклаза и биотита увеличивается за счет уменьшения содержания микроклина. В темноцветных прослоях этого гранита (шлиф 1014/56) содержание плагиоклаза достигает 60, а биотита — 20%. При этом увеличивается до 1% и содержание акцессорных минералов.

Плагиоклаз в обоих разновидностях гранитов представлен олигоклазом № 26—30. Он образует таблитчатые кристаллы размером от 0,5 мм в среднезернистых гранитах до 4,0 мм в порфировидных гранитах. Кристаллы плагиоклаза нередко зональны и обычно серицитизированы. Иногда зерна его несут на себе следы тектонических напряжений. В этом случае лейсты плагиоклаза изогнуты или раздроблены.

Калиевый полевой шпат представлен микроклином с пятнистой буроватой окраской, видимой под микроскопом. В крупнозернистых

Таблица 7

Колебание минерального состава породы на разных расстояниях от жилы

Минерал	Номер шлифа (расстояние от жилы, см)				
	1019-8(62)	1019-6 (45)	1019-5 (35)	1019-3 (16)	1019-2 (7)
Кварц	43,6	23,7	26,5	28,6	29,3
Плагиоклаз	37,8	52,6	40,6	51,3	33,3
Калиевый полевой шпат	8,8	18,7	28,1	4,7	29,5
Биотит	7,8	4,3	3,4	14,3	3,8
Хлорит	1,7	0,6	1,3	1,0	3,8
Апатит, циркон, пирит	0,3	0,1	0,1	0,1	0,3

гранитах порфиробласты микроклина нередко содержат пертиты альбита в виде пятен или реже в форме жилок. В крупных порфиробластах микроклина наблюдаются включения зерен плагиоклаза, кварца, биотита. Пластинки биотита имеют размер от 0,3 до 0,8 мм и содержат включения многочисленных зерен циркона и ортита (?), окруженные плеохроичными ореолами. Кроме того, в биотите заключены многочисленные кристаллики апатита. Биотит местами замещается хлоритом.

Акцессорные минералы в гранитах представлены единичными зернами апатита, циркона, сфена.

На гребне хребта вкрест простиранию серии маломощных аплитовых даек, состоящей из пяти жил мощностью от 14 до 2 см, залегают кварцевые жилки, сложенные кавернозным или пористым молочно-белым кварцем, несущим на себе следы выщелачивания. Одна из таких жилок, названная нами «Ленинградской», при мощности 4 см имела простирание юго-юго-запад 185° и падение на запад-северо-запад под углом 60°. Возле этой жилы были взяты шлифы. Изучение их показало (табл. 7), что, несмотря на имеющие место колебания, возле жилы в породе в целом уменьшается содержание плагиоклаза и биотита и происходит накопление калиевого полевого шпата, хлорита и пирита.

Калиевый полевой шпат вдали от жилы представлен решетчатым микроклином, содержит тонкие пертитовые вростки. Окраска его бурая, пятнистая, обусловленная присутствием массы газово-жидких включений. Вблизи жилы решетка исчезает, окраска усиливается, и зерна приобретают извилистые очертания.

Плагиоклаз вдали от контакта с жилой слабо серицитизирован и представлен андезином № 31—32, сдвойникованным по альбитовому закону. Порфиробласты его имеют размеры до 4 мм. Возле жилы номер его понижается до олигоклаза № 28—29, а серицитизация усиливается. Мельчайшие серицитовые чешуйки придают зернам плагиоклаза под микроскопом сероватую окраску. Серицит часто распределен по зонам кристаллов плагиоклаза, причем центральные, более основные, части зерен серицитизируются интенсивнее. Вблизи контакта с жилой наблюдается перекристаллизация серицита в пластинки бесцветной слюды размером 0,1—0,2 мм, а в плагиоклазе, как и в калиевом полевом шпате, появляются пустотки выщелачивания.

Биотит встречается и вблизи жилы. Но здесь он частично замещается хлоритом (пеннином) с выделением большого количества пирита и сфена-лейкоксена. В очень небольших количествах по биотиту развивается бесцветная слюда.

4. КВАРЦЕВЫЕ ЖИЛЫ

На Антоновогорском месторождении известно более 200 кварцевых жил, рассеянных на площади около 1 км². В большинстве своем они располагаются параллельно друг другу и имеют северо-восточное простирание. На рис. 2 показаны лишь наиболее крупные рудные жилы. Все рудные жилы месторождения крутопадающие (50—90°, главным образом 70—80°). Строение жил усложнено интенсивной пострудной тектоникой, изменившей и преобразившей в значительной степени первоначальную структуру трещин.

По морфологии и характеру залегания жилы месторождения делятся на 6 типов.

1. Пластовые жилы северо-восточного простирания. Имеют наибольшее распространение, залегают в граните и во вмещающих граниты сланцах, прослеживаются до 800 м по простиранию.

2. Кулисообразные жилы. Распространены также в значительной степени. Имеют тоже северо-восточное простирание, часто заходят друг за друга, ветвятся или выклиниваются. По простиранию прослеживаются до 100 м; в сланцах они более короткие (10—20 м) и маломощные (0,4 м), в гранитах — более выдержаны по простиранию и имеют мощность до 2 м. Эти жилы довольно резко контактируют со вмещающей породой, на контакте вмещающая порода превращена в грейзен.

3. Четковидные жилы. Мало распространены; располагаются в сланцах и гранитах.

4. Перистые жилы. Образование этих жил объясняется, по И. М. Озерову (1945 г.), пересечением двух систем трещин: северо-восточного простирания (30—50°), с ними связано оруденение, и с простиранием СЗ 340° или СВ 5—20°. Последние два направления слабо развиты.

5. Сложные жилы. Наблюдаются в основном в сланцах. Они прерывисты по простиранию и падению, сопровождаются частыми пережимами и раздувами. Для них характерны апофизы и гнездообразные скопления кварца в сланцах.

6. Брекчиевые жилы. Связаны с зонами смещения жил. Вмещающие породы и сланцы в таких местах превращены в брекчию и сцементированы кварцем, часто халцедоновидным.

На месторождении наиболее часто встречаются пластовые жилы, кулисообразные, четковидные, брекчиевые и жилы типа «конского хвоста».

По минеральному составу и времени образования жилы Антоновогорского месторождения удобно разделить на два резко различных типа: 1) ранние жилы, с которыми связано вольфрамитовое оруденение; 2) поздние кварцево-флюоритовые жилы.

Разведочными работами на поверхности и в подземных выработках подсечено большое количество жил. Однако сложность тектоники не позволяет проследить многие из них по простиранию и падению. Возможно также, что многие из них являются лишь смещенными участками других жил.

К 1958 г. лучше всего были разведаны жилы № 1, 2, 44, 46, 47 и 80а и подсечены квершлагом промежуточного горизонта вкрест простиранию жилы № 80, 106, 47, 60, 59 и 80б. Большинство из них нами задокументировано на гор. 1295 и 1248 м, т. е. на глубине 25 и 50 м от поверхности.

Из всех изученных нами рудных жил ниже дается описание лишь двух наиболее детально разведанных № 1 и 2.

Жила № 1

Жила пройдена штреками 24, 4, 5 и 13 на верхнем (вспомогательном) горизонте и штреками 2 и 1 на промежуточном горизонте и задокументирована нами в 33 точках (рис. 2). Будучи в какой-то степени примером пластовой жилы, она имеет элементы залегания: простирание СВ 55—65°, падение под углами 80—85° на северо-запад. В нескольких местах жила падает под теми же углами на юго-восток. Мощность ее изменчива и в интервале всего лишь 70 м изменяется от 0,7 до 1,4 м.

Вмещающей породой жилы является лейкократовый среднезернистый мусковитовый гранит. Обычно этот гранит плотный, но там, где проходят зоны нарушений, он превращен в рыхлую, легко крошащуюся породу, в дресву. В местах ненарушенного контакта жилы с гранитом развит кварцево-слюдистый грейзен, значительно обогащенный сульфидами; местами самый контакт со стороны гранита подчеркнут присутствием слюдяной оторочки. Мощность зоны околожильного грейзена 10—15 см.

Морфология жилы № 1 чрезвычайно сложная. Мест, где бы сохранилась первичная текстура жилы, почти нет, всюду жила слагается массивным молочно-белым кварцем, трещиноватым и очень хрупким. Лишь кое-где по контакту с гранитом в этом кварце можно встретить небольшие реликтовые участки полупрозрачного дымчато-серого кварца, по-видимому, первичного по отношению к давленому и трещиноватому молочно-белому.

В ненарушенных пострудной тектоникой участках жильный кварц отделяется от вмещающего гранита слюдяной оторочкой мощностью до 2 см. В этих случаях можно видеть, что уже первичная форма линии контакта жильной трещины была не прямолинейной, а волнистой (рис. 4).

Значительно чаще по контакту с жильным кварцем проходят зоны пострудных подвижек и нарушений. В этих случаях слюдяная оторочка исчезает или становится прерывистой (рис. 5), и на ее месте возникают зоны брекчирования жильного кварца и гранита, прослои тектонической глинки, различного рода минеральные новообразования. Очень часто смещения, захватывая один бок жилы, растаскивают жильный кварц на отдельные будинообразные части. Тогда в тектонизированном боку жилы оказываются втиснутые и зажатые цепочки

блоков жильного кварца, создающие иллюзию кулисообразного строения жилы.

Еще более сложной оказывается морфология жилы, когда она переходит из гранита в сланцы. Здесь жила как таковая исчезает и замещается системой вытянутых в направлении ее простирания причудливой формы кварцевых тел.

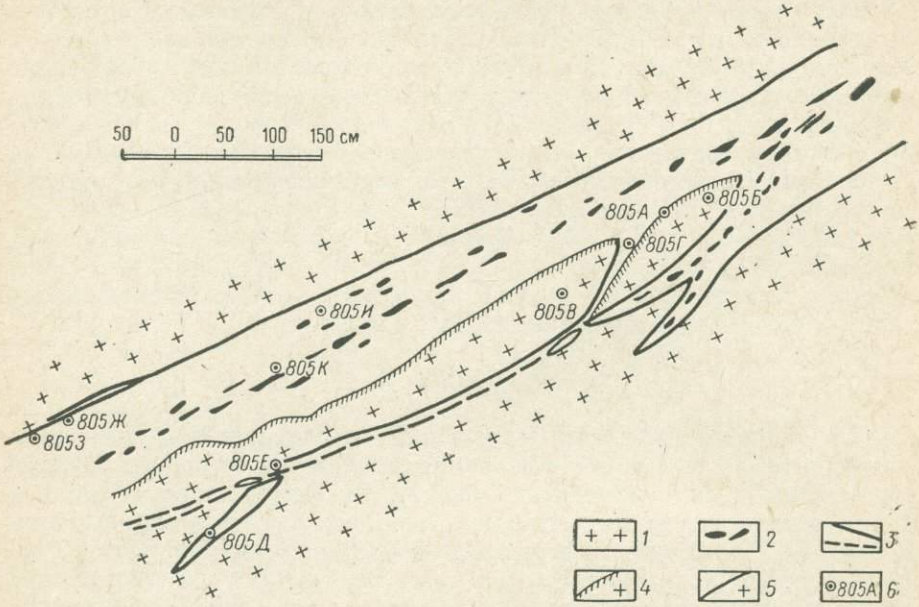


Рис. 4. Зарисовка жилы № 1 в кровле штрека 4 на гор. 1259 м (точка 805).

1 — грейзенизированный гранит, местами рыхлый; *2* — жильный кварц с сульфидами; *3* — зона разлома; *4* — контакт со слюдяной оторочкой; *5* — контакт с тектонической глинкой; *6* — места взятия образцов.

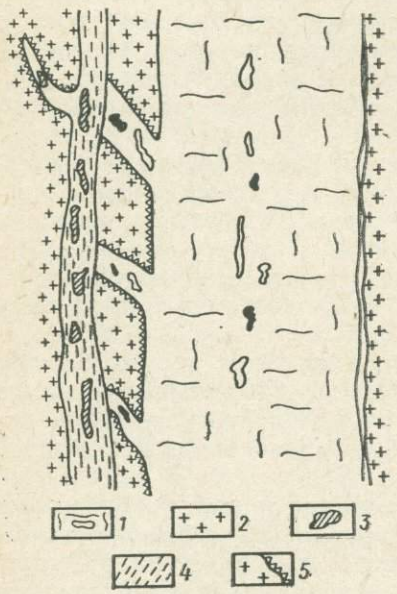


Рис. 5. Зона нарушения, идущая по граниту.

1 — кварц жилы с гнездами сульфидов; *2* — гранит; *3* — брекчия кварца; *4* — цемент; *5* — слюдяная оторочка.

Висячий и лежачий контакты жилы вообще значительно отличаются друг от друга. Почти на всем протяжении вдоль висячего контакта проходит зона раздробленного и сильно измененного гранита мощностью от 0,3 до 0,65 м. В этой зоне видны результаты двух процессов, сопровождавших формирование жилы: с одной стороны, метасоматическое воздействие жилообразующих растворов на брекчированный гранит, с другой — следы последующего дробления вмещающей породы и кварцевой жилы уже после ее образования, т. е. следы пострудной тектоники. Брекчия в зоне нарушения состоит из обломков гранита и кварца жилы, которые цементируются гидроокислами железа, гидрослюдами, каолиновой массой. Кое-где видно, что куски гранита по контакту с жилой кварца имеют слюдяные оторочки. Местами зона нарушения отступает от самого

контакта и проходит на расстоянии 30—40 см от него. В этом случае слюдяные оторочки у жилы и ее ответвлений особенно часты (рис. 3). Кварц в зоне разлома имеет серый цвет, в основной жиле — молочно-белый. Лежачий контакт макроскопически видимого грейзена не имеет. В некоторых местах наблюдалась лишь слюдяная оторочка, или желтовато-коричневая глинистая масса, лежащая между жилой и неизмененным гранитом. От жилы местами отходят апофизы.

Кроме нарушения, проходящего вдоль висячего контакта, в жиле № 1 имеются еще три нарушения, идущие вкрест простиранию жилы. Жила в этих трех местах смещается на расстояние до 1,5 м. После смещения она прослеживается с тем же азимутом простирания (СВ 65°). Нарушения имеют меридиональное простирание и вертикальное падение. Вдоль нарушений кварц жилы превращен в брекчию с цементом, состоящим из гидрослюды и гидроокислов железа. В зоне нарушения фиксируются прожилки серого халцедона, иногда друзовидного кварца и часто еще более позднего молочно-белого кварца.

Как уже говорилось, основным минералом, слагающим жилу, является кварц. Кроме кварца в жиле отмечен пирит, приуроченный к центральным частям жилы или к ее контакту. Располагается он в виде гнезд, а также по трещинам в жильном кварце; гнезда пирита достигают размеров до 7×4 см. В жиле встречены лишь единичные кристаллы вольфрамита и кое-где в зальбанде — молибденит.

Жила № 2

Жила расположена близ вершины Антоновой Горы, на ее северо-восточном склоне, который обращен к верховьям пади Сухой Антии и Антонова Лога. Жила очень хорошо разведана двумя горизонтами: Вспомогательным и Подэтажом. Это дает возможность сравнить ее строение и минеральный состав на различных глубинах. Участок жилы, вскрытый Вспомогательным горизонтом, имеет простирание СВ 50°, падает под углом 70° на юго-восток. Мощность жилы здесь колеблется от 1 до 2 м.

Жила залегает в граните, который в местах многочисленных нарушений превращен в рыхлую глинистоподобную массу желто-бурого цвета. Контакты резкие, в экзоконтакте иногда присутствует слюдяная оторочка или грейзен. Ширина грейзеновой полосы 9—10 см. Иногда по контакту тянется прослой «тектонической глинки», отделяющий гранит от кварцевой жилы.

Форма жилы № 2 также очень сложная. От нее часто отходят апофизы. Сама жила нередко содержит захваченные куски вмещающей породы. Основное тело жилы часто сопровождается сетью мелких жилок, пронизывающих гранит вблизи контакта.

Жила № 2 сложена серым, а также белым тектонизированным кварцем, весьма сильно трещиноватым. В жиле присутствует, кроме того, значительное количество сульфидов (сфалерит, пирит, халькопирит). Изредка встречается вольфрамит, преимущественно на контакте жилы с гранитом, а также в апофизах жилы.

Участок жилы, вскрытый Подэтажом, имеет простирание СВ 40—55°, падение под углами 85—90° на юго-восток. Мощность жилы здесь 1,5—2 м. На этом горизонте жила № 2 вскрыта на протяжении около 80 м и задокументирована в девяти местах. Жила в юго-западном фланге проходит вблизи контакта гранита со сланцами и возле самого этого контакта, в точке 834/56, неоднократно срезается нарушениями. Северо-восточный фланг жилы № 2 на горизонте Подэтажа (точка

839/56) также упирается в контакт гранита со сланцами. При этом по сланцам проходит зона разлома, в пределах которой сланцы брекчированы, перетерты, обохрены, а возле жилы грейзенизированы.

Для характеристики морфологии жилы № 2 приведем краткое описание ее в точках 813/56 и 814/56 на горизонте штольни Вспомогательной и в точках 844/56 и 845/56 на горизонте Подэтажа. На проекции горных выработок (рис. 2) видно, что эти точки характеризуют жилу № 2 в ее северо-восточном фланге. В точках 814/56 и 813/56 на гор. 1295 м жила № 2 представлена мощными выделениями светло-

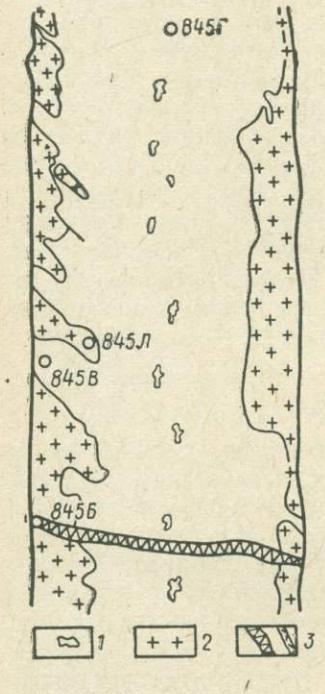


Рис. 6. Жила № 2, кровля штрека 1, точка 845/56.

1 — сульфиды; *2* — гранит; *3* — секущие жилы.

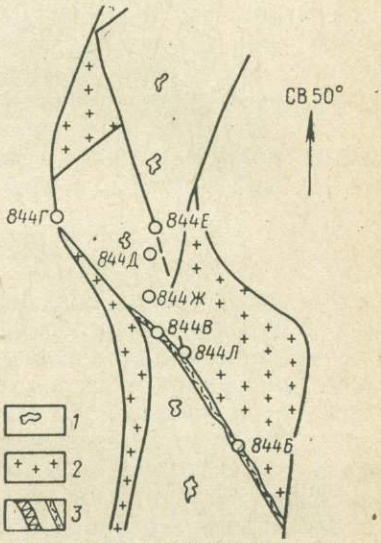


Рис. 7. Жила № 2, кровля штрека 1, точка 844/56.

1 — сульфиды; *2* — гранит; *3* — секущие жилы.

серого трещиноватого кварца, причудливо контактирующими с вмещающим мусковитовым гранитом и его ксенолитами. В 47 м ниже, на горизонте Подэтажа, эта же жила в точке 845/56 (рис. 6) представляет собой кварцевое тело, выполняющее трещину с весьма сложной линией контакта, а в 15 м к северо-востоку, в точке 844/56, жила смещается двумя нарушениями, выклинивается и принимает вид, изображенный на рис. 7. Такие превращения жила испытывает многократно, поэтому на всех горизонтах нет двух мест, где бы она имела вполне аналогичный вид.

Жила № 80а

Интересной с точки зрения морфологии является жила № 80а. Она вскрыта двумя штреками лишь на горизонте Подэтажа и задокументирована нами в четырех местах (рис. 2). Главное направление жилы соответствует элементам залегания; простирание СВ 50—55°, падение СЗ 80—85°. Мощность главного ствола жилы 20—30 см.

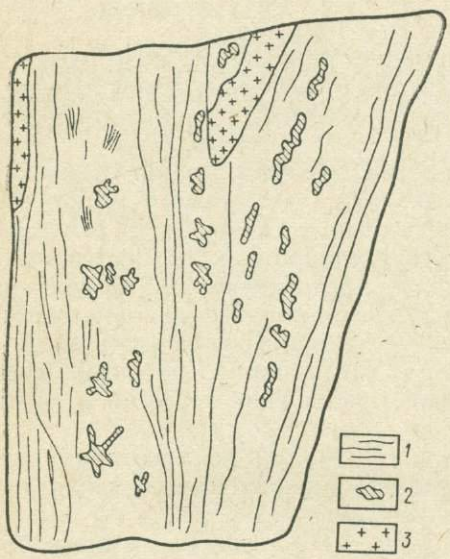


Рис. 8. Жила 80а, штрек 2, точка 851/56. Деталь тела жилы.

1 — полосы сульфидов; *2* — пирит; *3* — гранит.

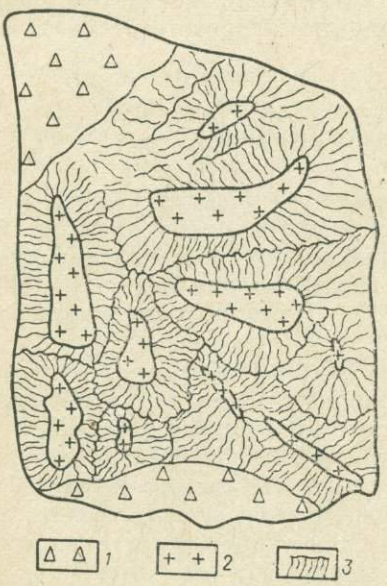


Рис. 10. Пример брекчиевой жилы в граните.

1 — халцедон; *2* — гранит; *3* — шестоватый кварц.

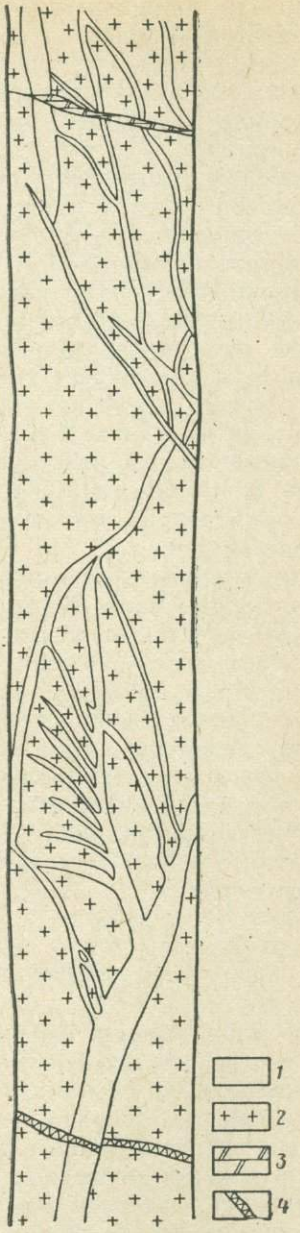


Рис. 9. Жила 80а, штрек 2, точка 851/56.

1 — кварц; *2* — гранит; *3* — сланец; *4* — жилки.

Жила имеет полосчатую структуру. Полосы темно-серого цвета, состоящие из мелковкрапленных сульфидов, рассекают серовато-белый кварц жилы параллельно ее контактам (рис. 8). Вкрест простиранию жила, кроме того, сечется жилкой, сложенной шестоватым кварцем и халцедоном. Жила прослеживается сначала в виде одной ветви, потом начинает ветвиться, образуя подобие текстуры типа «конского хвоста» (рис. 9).

Основной ствол жилы смещен вдоль нарушений, но и после смещений имеет те же элементы залегания. Мощность жилы сильно колеблется, расширения и пережимы чередуются. Колебания мощности лежат в пределах 5—35 см.

В точке 851/56 этой жилы есть три системы трещин: одна заполнена массой светло-серого рудного кварца, рассеченного темно-серыми полосами сульфидов, другая — шестоватым кварцем и халцедоном; эти трещины идут вкрест простиранию главной жилы. Третья система, также секущая основной ствол жилы, представляет собой зону дробления гранита с характерным кокардовым обрастанием его обломков радиально-лучистым кварцем (рис. 10). В основном стволе жилы есть немного вольфрамита. Присутствует халькопирит, который изменен в малахит и азурит, что обусловливает появление зеленого и голубого налета на кварце.

Между этими крайними точками жила № 2 по простиранию многократно меняет свою форму, мощность, минеральный состав и в ряде мест смещается пострудными нарушениями.

В целом жила сложена массивным светло-серым или даже белым кварцем. Но в наименее нарушенных участках он выглядит серым, полупрозрачным. Трещинки в кварце часто выполнены слюдой. Кварц содержит довольно много сульфидов (пирит, сфалерит, халькопирит). Небольшое количество вольфрамита приурочено, как и в жиле № 1, в основном к контактам жилы и апофизам. В одном месте были встречены мелкие кристаллики берилла, образующие звездчатые скопления. На контакте жилы со сланцами кое-где присутствует светло-фиолетовый флюорит.

Жилы, залегающие в сланцах

Эти жилы имеют еще более сложную форму. А иногда вместо жилы можно наблюдать лишь вытянутые в цепочку блоки кварца, перемешанные со сланцами. Жилы, залегающие в сланцах спокойно, имеют мощность, гораздо меньшую мощности аналогичных жил, залегающих в гранитах (жилы № 46 и 47). По минеральному же составу и те, и другие жилы сходны.

Наиболее интересными точками в этих жилах являются места пересечения контакта гранита со сланцами. Судя по имеющимся наблюдениям, в таких местах встречается больше всего вольфрамита, и это свидетельствует о наиболее благоприятных здесь условиях для его образования. Зачастую описываемые участки жил оказываются сильно нарушенными, и тогда на их месте видны лишь куски светлого кварца, сульфидов и вольфрамита, как бы сцементированные сланцем. Присутствующая брекчия из обломков сланца обычно изменена в слюдяной грейзен. Вольфрамит здесь образует наиболее крупные выделения в виде гнезд до 10 см в поперечнике; сульфиды представлены пиритом, халькопиритом и сфалеритом. Иногда в этих же местах присутствует флюорит серого, светло-фиолетового цвета или бесцветный.

Околожильные изменения вмещающих пород

Процесс изменения вмещающих пород под воздействием рудоносных растворов выражен в Антоновогорском месторождении весьма отчетливо. Этот процесс изучался во многих разрезах, взятых вкрест простиранию жил № 1, 2 и др.

Из изучения разрезов следует, что плагиоклаз уже в 20 см от контакта испытывает сильную серицитизацию. По мере удаления от контакта степень серицитизации убывает до почти полного ее исчезновения, но вместо этого по плагиоклазу развивается крупночешуйчатая слюда и кварц. Калиевые полевые шпаты резорбируются кварцем возле контактов с жилой, переполняются газово-жидкими включе-

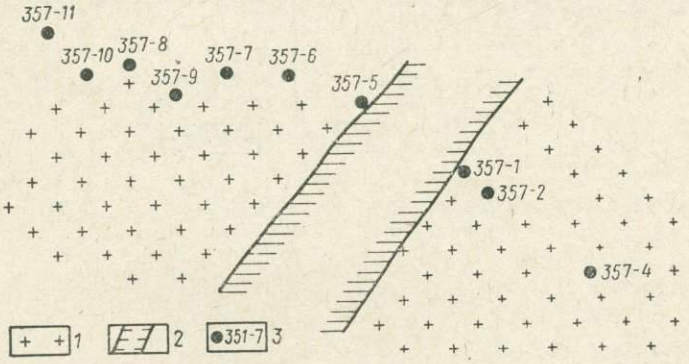


Рис. 11. Схема отбора шлифов, жила № 2, штрек 3, точка 357/53.

1 — гранит; *2* — жила со слюдяными оторочками; *3* — места взятия шлифов.

ниями, растворяются. Слюда разъедается кварцем. Этот процесс особенно отчетливо выражен вблизи контакта. Кварц по мере приближения к контакту перекристаллизовывается с образованием крупных округлых зерен.

На контакте с жилой меняется количественное соотношение минералов: происходит уменьшение количеств плагиоклаза и калиевого полевого шпата до их полного исчезновения в 10—15 см от контакта. Наблюдается увеличение содержания кварца и слюды до образования кварцево-слюдяного грейзена. Пирит дает местами скопления до 15%, в других же местах его содержание не превышает 5%.

По всему разрезу присутствуют зерна акцессорных флюорита и реже апатита.

Схема разреза в точке 357 показана на рис. 11. В этом разрезе плагиоклаз испытывает относительно слабую серицитизацию. Гораздо интенсивнее идет процесс разъедания его крупночешуйчатой слюдой с образованием кварца. На больших расстояниях от контакта с жилой (40—50 см) наблюдается замещение плагиоклаза калиевыми полевыми шпатами. Микроклин и ортоклаз испытывают растворение, альбитизацию, резорбцию кварцем. Количественные соотношения минералов при приближении к жильному контакту меняются следующим образом: количество калиевых полевых шпатов постепенно убывает по мере приближения к контакту до полного их исчезновения. Количество плагиоклаза остается более или менее постоянным (15—20%) на протяжении почти всего разреза, и лишь в 10—15 см от контакта плагиоклаз полностью исчезает. Количество кварца и слюды возрастает к контакту до образования кварцево-слюдяного грейзена. Пирит

в этом разрезе не образует крупных скоплений и присутствует в количестве 2—5% почти во всех шлифах разреза.

В разрезе точки 371/53 (рис. 12) наблюдаются следующие процессы: при приближении к контакту убывает содержание полевых шпатов и возрастает количество кварца и слюды вплоть до образова-

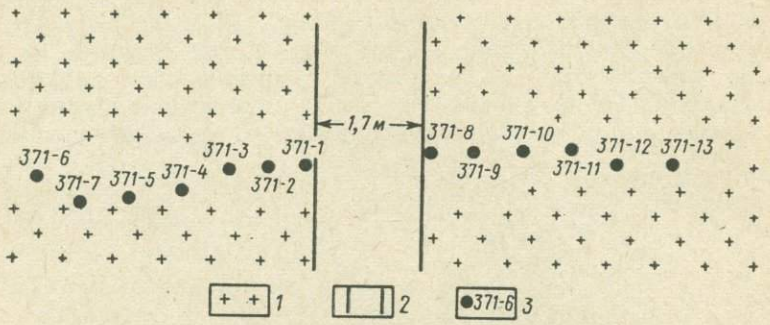


Рис. 12. Схема отбора шлифов, жила № 2, штрек 2, точка 371/53.
1 — гранит; *2* — жила; *3* — места взятия шлифов.

Таблица 8

Околожильные изменения в зонах грейзенизации жилы № 2, %

Номер штрека	Номер точки	Расстояние от лежачего бока, см				Расстояние от висячего бока, см								Минерал
		0—5	5—10	15—20	25—30	0—5	5—10	15—20	25—30	35—40	40—45	45—50	более 50	
3	363	—	—	—	—	—	—	—	—	15	—	—	—	KFSp
		—	—	—	—	—	—	10	—	25	—	—	—	Pl
		60	—	—	—	50	50	55	—	40	—	—	—	Qu
		37	—	—	—	35	35	25	—	18	—	—	—	Mu
		—	—	—	—	—	10	8	—	—	—	—	—	Chl
		3	—	—	—	15	5	2	—	2	—	—	—	Py
3	357	—	—	—	40	—	—	45	50	55	50	60	—	KFSp
		—	—	—	20	—	—	20	20	15	20	15	—	Pl
		60	60	—	20	70	—	15	20	20	15	15	—	Qu
		38	40	—	15	25	—	15	8	8	10	10	—	Mu
		2	—	—	5	5	—	5	2	2	5	—	—	Py
2	371	—	—	—	40	—	—	—	—	—	—	—	40	KFSp
		—	—	—	20	—	—	—	—	—	—	—	20	Pl
		50	—	60	20	60	—	—	—	—	—	—	20	Qu
		40	—	37	15	40	—	—	—	—	—	—	13	Mu
		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5	Py
		10	—	3	5	—	—	—	—	—	—	—	2	Fl, Ap

ния кварцево-слюдяного грейзена. Пирит образует крупные скопления лишь на контакте. Количественная характеристика околожильных изменений приведена в табл. 8 и выражена графически на рис. 13.

В самых отдаленных от жилы участках гранита, которых уже

коснулось изменение, влияние рудоносных растворов проявилось в превращении биотитового гранита в мусковитовый за счет разложения биотита с образованием мусковита, хлорита и сульфидов железа. На расстоянии уже 70 см от контакта чешуйки биотита встречаются очень редко. Обычно наблюдаются лишь псевдоморфозы мусковита, хлорита и пирита по биотиту. По-видимому, весь пирит, образующий вкрапленность в измененном граните и скопления в жиле, образовался за счет освобождения железа при разложении биотита.

Изменение плагиоклаза гранита выразилось в основном в развитии по нему крупночешуйчатого мусковита с образованием зерен кварца. Этот процесс наблюдается во всех разрезах и приводит в приконтактовых участках к полному замещению плагиоклаза слюдой и кварцем. Несколько слабее проявляется серицитизация плагиоклаза с дальнейшей перекристаллизацией серицита и образованием крупных чешуек слюды. Процесс отчетливо выражен только в одном из рассмотренных участков, вблизи от контакта жилы, где серицит образует псевдоморфозы по плагиоклазу.

Растворение калиевых полевых шпатов возле жил выражается в появлении у них массы газово-жидких включений («пелитизации»), в заполнении трещин в кварце, включении отдельных кристаллов плагиоклаза в микроклин, в наличии своеобразных «проводников» ортоклаза от одного зерна до другого и т. п. Растворы, несущие калиевый полевой шпат, воздействовали на другие минералы, вызывая разъедание и замещение плагиоклаза и в ряде случаев кварца и крупночешуйчатой слюды. Растворение калиевых полевых шпатов возле жил без изменения химического состава и привело к быстрому уменьшению их содержания по мере приближения к контакту с жилой и полному исчезновению в 10—15 см от него.

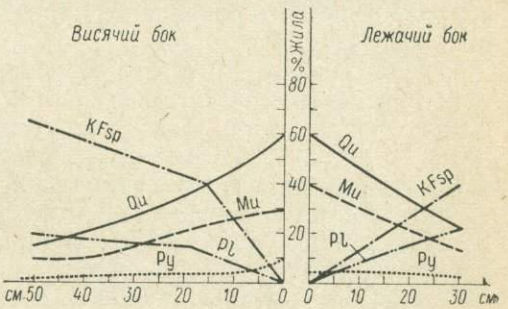


Рис. 13. Изменение состава в зонах грейзенизации жилы № 2.
Среднее по штрекам 3 (точки 363, 357) и 2 (точка 371).

Кварц гранита вместе с новообразованным кварцем вблизи контакта жилы, возникшим в результате разложения плагиоклаза и слюд, перекристаллизовывается и в приконтактовых участках является основным минералом кварцево-слюдяного грейзена. В отдельных местах на контакте, где процесс перекристаллизации и сегрегации (Барабанов, 1965б) зашел особенно далеко, образовались окварцованные участки с незначительным количеством чешуек слюды.

Таковы основные изменения, которые претерпевают минералы гранита под воздействием рудоносных растворов.

Процесс изменения сланцев, как уже отмечалось, значительно проще изменения гранита и в основном выражается в привносе кремнезема, образовании чешуек светлой слюды, пирита и перекристаллизации кварца. Вблизи контакта сланцы уже приобретают отчетливо выраженное тонкозернистое строение, превращаясь в крепкую ороговикованную породу. У контакта увеличивается число кварцевых, кальцитовых, мусковитовых прожилков. Непосредственно на контакте сланцы образуют уже настоящий кварцево-слюдяной грейзен с мелкими (до 0,1 мм) чешуйками слюды и многочисленными зернами кварца. Зона грейзенизации не превышает 0,05—0,10 м.

5. ПОЗДНИЕ КВАРЦ-ФЛЮОРИТОВЫЕ ЖИЛЫ И ЗОНЫ ДРОБЛЕНИЯ РУДНЫХ ЖИЛ

Пострудные кварц-флюоритовые жилы и зоны брекчирования, как уже отмечалось, на месторождении распространены очень широко. При документации жил в подземных выработках в 1951—1956 гг. нами описано более двух десятков таких жил и нарушений.

Еще А. Н. Ассовский и В. А. Ассовская (1939) отмечали, что на Антоновой Горе после возникновения ранних трещин, заполненных дайками гранита и аплита, и трещин северо-восточного простирания (СВ 45—60° и СВ 15—30°), заполненных вольфрамитом и кварцем, вдоль последних имели место повторные подвижки, сопровождавшиеся дроблением кварца рудных жил и смещением жил с простиранием СВ 15—30°. При этом отлагались гребенчатый кварц с флюоритом и халцедоновидный кварц. Еще более поздние трещины, северо-западного простирания, были выполнены гребенчатым и халцедоновидным кварцами, цементировавшими также брекчию сланцев, гранитов и рудного кварца.

Б. М. Базаров (1949), детализируя эту схему, среди поздних трещин северо-западного простирания выделил две системы, различающиеся между собой азимутами падения: 1) на северо-восток под углами 70—80°, 2) на юго-запад под углами 70—80°. Первые обычно характерны для зон брекчирования и дробления пород, вторые нередко выполнены халцедоновидным кварцем и флюоритом.

Имеющиеся в нашем распоряжении замеры охватывают трещины преимущественно северо-восточного азимута и позволяют выделить две главные группы поздних пострудных трещин: 1) СВ 30—70°, 2) СЗ 355° — СВ 25°. Многочисленные трещины первой группы обычно образуют зоны дробления, характеризующиеся интенсивным брекчированием пересекаемого ими материала. Они часто идут вдоль рудных жил, по контакту последних с вмещающими породами, а иногда прослеживаются и в самих породах, вне связи с жилами; еще реже они срезают и смещают вольфрамоносные жилы.

Состав зон дробления характеризуется наличием обломков вмещающих пород (сланцев, гранитов), обычно сохраняющих отчетливые ограничения, обломков кварца рудных жил. Эти обломки цементируются чаще глинистой, слюдистой и глинисто-слюдистой массой, иногда преобладающей в этих зонах, реже — более поздним кварцем. В некоторых местах зоны дробления нацело сложены своеобразной «тектонической» глиной, в которой лишь иногда встречаются куски плотного халцедоновидного кварца.

Вмещающие породы, по которым проходят зоны дробления, очень интенсивно изменены — каолинизированы, пиритизированы. Мощность зон дробления колеблется от 15 см до 1 м (точка 826/56), иногда снижаясь до 3 см (точка 802/56). Контакты зон брекчирования очень нечеткие.

Трещины второй группы — это поздние кварц-флюоритовые жилы. Они менее распространены, но внешне везде одинаково выражены. Обычно это жилы небольшой мощности — 7—10 см. Они имеют симметричное полосчатое строение — сложены чередующимися полосами различного кварца и флюорита; иногда они содержат пирит и глину. В зальбандах эти жилы сложены фиолетовым флюоритом, далее идет белый, серый или серовато-белый халцедоновидный кварц, затем опять видны иногда очень правильные кристаллики флюорита, бесцветного или зеленоватого. Последний обрастает вытянутыми кристалли-

ками белого кварца с хорошо образованными головками, иногда вместо него имеются очень мелкие кристаллики прозрачного горного хрусталя, на котором часто есть присыпка кристаллического пирита. Центральная часть жилки бывает сложена серой, жирной на ощупь глиной, халцедоновидным кварцем с участками пирита и флюорита. Иногда в центре соприкасаются головки растущих навстречу друг другу кристалликов кварца. Вмещающие породы около этих жил внешне мало изменены: отчетливо выражены лишь окварцевание и пиритизация.

Положение кварц-флюоритовых жил по отношению к рудоносным жилам вполне определенно. Во всех наблюдаемых случаях они идут вкрест или косо к простиранию рудных жил. Трещины эти являются в то же время более ранними по отношению к зонам дробления, т. е. к выделенному первому типу рассматриваемых жил.

Изменение вмещающих пород возле поздних жил и зон нарушений

Поздние кварцево-флюоритовые жилы и зоны дробления залегают в измененных породах. Особенно интенсивно изменяется гранит — он светлеет, становится рыхлым, крошится. Иногда в выработке виден лишь отчетливо выступающий остов жилы, в то время как вмещающая порода возле жилы сильно разрушена и кругом обвалилась.

Образование минералов зон брекчирования, особенно минералов группы глин, тесно связано с изменением вмещающих пород во время формирования трещин. Эти изменения нередко накладываются на породы, уже претерпевшие изменения (грейзенизацию), и реже захватывают неизмененные породы.

Наложенные изменения состоят в том, что в слюдистом и кварцево-слюдистом грейзене частицы слюды почти нацело превращаются в агрегат неправильных зерен других слюдистых минералов. При этом иногда меняется и структура породы. Слюда приобретает ориентированную направленность — длинные оси пластинок направлены вдоль трещин смятия. Зерна слюды изогнуты, иногда разбиты трещинками поперек спайности, части зерен смещены по этим трещинам. Зерна кварца в скрещенных николях обнаруживают мозаичную структуру и волнистое угасание; зерно разбивается на вытянутые участки, ориентированные аналогично пластинкам слюды. Таким образом, в зонах дробления породы претерпевали катаклаз вследствие многочисленных подвижек в горизонтальном и вертикальном направлениях. Об этом же говорят наблюдающиеся у зальбандов жил зеркала скольжения.

Данные термического анализа показывают, что основными продуктами изменения гранита являются гидрослюды, каолин и монтмориллонит. Судя по шлифам, этому изменению подвергаются полевые шпаты и слюда.

Весьма вероятно, что в образовании гидрослюд, каолина и монтмориллонита принимали участие и вадозные воды. Поэтому особенно в верхних горизонтах месторождения возможно наложение минералов супергенного происхождения на гипогенные, при этом один и тот же глинистый минерал мог быть образован при обоих процессах.

Многие исследователи указывают на зональное распределение гидротермальных глинистых образований. Часто видны внутренний ореол серицита, промежуточная зона каолина и наружная зона монтмориллонита и хлорита. Переходы между зонами постепенные. В некоторых других образованиях продукты изменения, по-видимому, являются скорее наложенными друг на друга, чем зональными.

На Антоновогорском месторождении зональности распределения поздних продуктов изменения пород нет. Однако вид поздних продуктов изменения пород различен в зонах дробления пород, ранее грейзенизированных и неизмененных. Широкое развитие гидрослюдистых минералов и каолина в ранее грейзенизированных участках породы и наличие монтмориллонитовых прослоев в ранее неизмененном граните говорят о различном ходе процесса изменения пород при формировании зон брекчирования.

6. МИНЕРАЛЫ ВОЛЬФРАМИТОНОСНЫХ ЖИЛ

Кварц

Кварц рудных и нерудных жил Антоновой Горы морфологически весьма разнообразен. Многообразие это, однако, как и на других вольфрамитовых месторождениях (Букуке, Белухе), испытавших сложную тектоническую жизнь, в значительной степени обусловлено явлениями более позднего метаморфизма, включающего смятие, дробление, перетирание, растворение, залечивание, регенерацию и перекристаллизацию. Поэтому с учетом условий образования первичной формы кварца многообразие его проявлений можно свести к следующим основным типам.

Серый вольфрамитоносный кварц слагает основную массу жил. Свой более или менее первоначальный облик он сохраняет, однако, лишь местами или отдельными участками среди серовато-белого жильного кварца, являющегося его тектонизированной модификацией. Серый вольфрамитоносный кварц, не подвергавшийся сильному давлению, имеет массивное сложение, дымчатый оттенок, слегка жирный блеск, довольно хорошо прозрачен. Часто сохраняется в призальбандовой части жил. В направлении к оси жилы в нем появляются светлые трещинки, число их растет, и кварц становится постепенно светло-серым и даже молочно-белым. Оба последних уже непрозрачны и под микроскопом обнаруживают огромное количество газово-жидких включений, законсервированных в залеченных трещинах.

Следует отметить, что к участкам молочно-белого кварца нередко приурочены выделения сульфидов.

Светло-серый и молочно-белый кварцы под микроскопом имеют зернистую структуру, граница между зернами неровная, извилистая или зазубренная, при этом сами зерна имеют мозаичное угасание. Большинство включений приурочено к границам зерен. Форма включений разнообразная, от неправильной или овальной до строго геометричной, отвечающей форме отрицательного кристалла. Размеры их от 0,002×0,007 до 0,005×0,005 мм. Жидкая фаза во включениях занимает от 60 до 75% объема, газовый пузырек соответственно 25—40%. Диаметр газового пузырька не превышает 0,003 мм. Потери в весе после прокаливания в печи при $t = 500°$ С в течение 40 мин у такого кварца составляют 0,28%. pH суспензии непрокаленного образца равен 6,1. Удельный вес светло-серого кварца, определенный пикнометрическим методом при навеске 2,0 г, равен $D^{22}_{4/V} = 2,627 \pm 0,003$ г/см^3.

Сравнение аналогичных данных для серого и белого непрозрачного кварцев, приведенных в табл. 9, показывает, что по мере увеличения числа газово-жидких включений удельный вес кварца понижается, а потери при прокаливании растут.

В пострудных жилах и прожилках, секущих или сопровождающих кварц-вольфрамитовые жилы, широко распространены светло-серый

Таблица 9

Изменения удельного веса и потерь при прокаливании в различных кварцах

Разновидность кварца	Удельный вес, г/см³	Потери при прокаливании, %
Серый, прозрачный	$D^{21}_{4/V} = 2{,}641 \pm 0{,}001$	0,09
Светло-серый	$D^{22}_{4/V} = 2{,}627 \pm 0{,}003$	0,24
Молочно-белый, непрозрачный . . .	$D^{20}_{4/V} = 2{,}622 \pm 0{,}001$	0,28
Шестоватый	$D^{21}_{4/V} = 2{,}615 \pm 0{,}001$	0,23
Халцедоновидный	$D^{21}_{4/V} = 2{,}604 \pm 0{,}003$	0,44

или молочно-белый кварц с характерной шестоватой или гребенчатой текстурой и различного рода халцедоновидные кварцы массивного и часто скрытокристаллического сложения.

Светлые кварцы шестоватой текстуры слагают кварц-флюоритовые и роговиковые прожилки, секущие рудные жилы, или

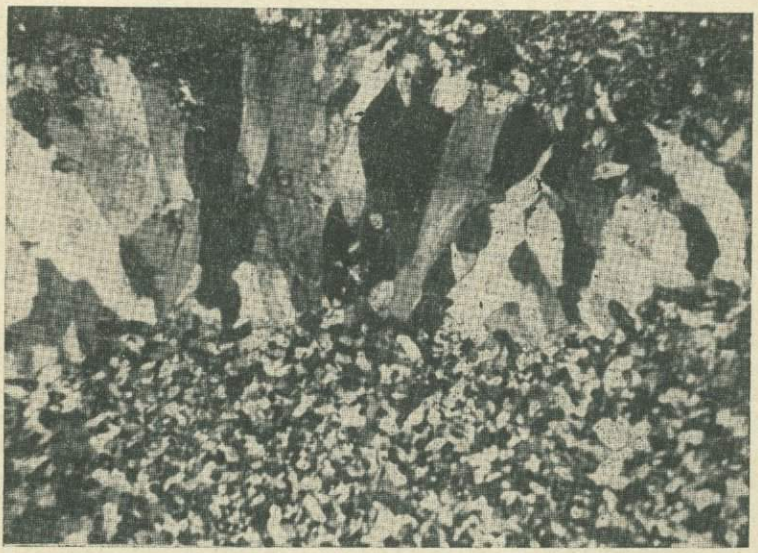


Рис. 14. Роговиковый кварц, местами переходящий в халцедон. Шлиф 808Е/57, николи ×, увеличение 32.

составляют цемент брекчий в многочисленных зонах разлома. В прожилках такой кварц обнаруживает признаки роста от зальбандов жил к их оси, в зонах же разлома кристаллы его обрастают обломки пород, образуя своеобразные кокардовые текстуры. Размер индивидов в таком кварце редко превышает 5 см в длину. Головки тесно сросшихся кристаллов белые, матовые, иногда полупрозрачные, покрытые присыпкой мелких кристаллов пирита. В шлифах иногда можно видеть наличие газово-жидких включений, располагающихся, как правило, по зонам роста его кристаллов. В основании же самих индивидуумов под микроскопом хорошо видна зона мелкозернистого роговиковоподобного

кварца. Удельный вес кварца с шестоватой текстурой $D^{21}_{4/V} = 2{,}615 \pm 0{,}001$ г/см³. pH его эмульсии 6,2. Потери при прокаливании 0,23%.

Халцедоновидный кварц имеет полосчатую текстуру и в целом массивное сложение. Окраска его меняется от светло-серой до темно-серой. Очень часто среди сплошных масс халцедоновидного кварца встречаются друзовидные щели и полости, сложенные кристалликами горного хрусталя. Иногда в них можно найти кристаллики флюорита и пирита.

В шлифах (рис.14) халцедоновидный кварц обнаруживает признаки быстрой кристаллизации в результате резкого пересыщения минералообразующего раствора кремнеземом. Примеры такого рода кристаллизации были описаны нами для Букукинского и Белухинского месторождений (Барабанов, 1961).

Удельный вес халцедоновидного кварца $D^{22}_{4/V} = 2{,}604 \pm 0{,}003$ г/см³, потери при прокаливании 0,44%, pH эмульсии 6,0.

Спектральным анализом в кварцах жил Антоновой Горы установлены, %: Al — 0,001—0,02, Mg — 0,001—0,01, Fe — 0,001—0,04, Mn — следы — 0,02, Ti — 0,001, Mo — 0,000—0,002, Be — 0,001.

Флюорит

Флюорит на месторождении встречается довольно часто, но в весьма небольших количествах. В кварц-вольфрамитовых жилах он представлен зернами и небольшими скоплениями, имеющими пеструю окраску: вместе с темно-фиолетовыми участками здесь можно видеть бледно-фиолетовые, светлоокрашенные и бесцветные выделения флюорита. Нередко переходы в окраске оказываются совершенно постепенными.

Более значительные выделения этого минерала можно встретить в поздних безрудных жилах. Здесь он встречается в виде идиоморфных кристаллов до 4 см в поперечнике, обычно обросших корками халцедоновидного или друзовидного кварца. Кристаллы такого флюорита имеют темно-фиолетовый или зеленый цвет. Часто эта окраска бывает зональной: фиолетовая — в центре, зеленая — по краям. Более поздним в халцедоновых жилах является светло-фиолетовый, обычно мелкозернистый флюорит. Нередко его сопровождают присыпки пирита.

Наконец, в шлифах околожильных грейзенов, как уже отмечалось, постоянно встречаются зерна плагиоклаза, по которым с той или иной степенью интенсивности развиваются вторичные минералы — серицит и флюорит. Процесс этот в антоновогорских грейзенах по своим масштабам не так интенсивен, как на Букуке и Белухе, однако и здесь его проявления достаточны для объяснения источника флюорита в жилах.

Флюорит из жил Антоновой Горы был изучен нами несколько более детально. Для этого спектроскопически был исследован состав различно окрашенных образцов, определено их светопреломление, исследовано свечение при разных источниках возбуждения люминесценции, исследована термолюминесценция разноокрашенных образцов.

Полуколичественный спектральный анализ 9 образцов различно окрашенных флюоритов из жил № 1, 2 и 44 приведен в табл. 10. Из данных этой таблицы следует, что лишь в двух образцах темно-фиолетового флюорита по сравнению со светло-фиолетовыми разностями его вдвое меньше висмута (обр. 808Г, 834В и 839Г). Остальные элементы-примеси ведут себя самым различным образом. Не видно каких-либо отчетливых изменений в составе и при изменении окраски флюорита от фиолетовой к зеленой. Лишь в образцах из одной и той же точки

Таблица 10

Результаты полуколичественного спектрального анализа флюоритов, вес.%

Элемент, окисел	Жила № 1					Жила № 2		Жила № 44	
	808Г	808Г	808Е	807Б	807Г	834В	839Г	827Ж	826Б
	темно-фиолетовый	светло-фиолетовый	зеленоватый	бледно-зеленый	зеленоватый	темно-фиолетовый	светло-фиолетовый	сиреневый	бледно-зеленый
Be	—	—	0,0001	0,0001	0,0002	—	—	0,0002	—
SiO_2	0,5	0,5	2,0	0,5	0,5	0,5	1,0	2,0	0,5
Ti	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Al_2O_3	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,3	0,1	0,1
MgO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Mn	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001
Pb	—	—	—	—	—	—	0,0002	—	0,001
Sn	—	—	—	0,0001	0,0002	0,0001	—	—	0,0001
Bi	0,005	0,01	0,0015	0,01	0,003	0,0003	0,0005	0,0015	0,002
Fe_2O_3	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Mo	0,005	0,0015	0,002	0,02	0,005	0,001	0,001	0,0015	0,002
Cu	0,002	0,0005	0,001	0,005	0,002	0,0005	0,0007	0,0015	0,007
Ag	0,0001	—	—	0,0001	0,0001	—	0,0001	—	—
Y	—	—	0,02	0,015	0,02	0,07	0,07	0,05	0,015
Zn	0,02	—	0,005	0,05	0,02	—	—	0,007	0,005
Sr	0,01	0,01	—	—	—	—	—	0,01	—
Yb	—	—	0,0005	0,0002	0,0005	0,001	0,001	0,001	0,0002

Таблица 11

Светопреломление разноокрашенных зерен флюорита

Номер образца	Номер жилы	Окраска	Светопреломление
807	1	Фиолетовая	$1{,}433 \pm 0{,}001$
807	1	Зеленая	$1{,}433 \pm 0{,}001$
826	44	Фиолетовая	$1{,}433 \pm 0{,}001$
834	2	„	$1{,}433 \pm 0{,}001$
834	2	Зеленая	$1{,}433 \pm 0{,}001$
839	2	Фиолетовая	$1{,}433 \pm 0{,}001$
855	80а	„	$1{,}433 \pm 0{,}001$

(808/56) как будто намечается некоторое обогащение зеленоватых разностей флюорита по сравнению с фиолетовыми кремнеземом, иттрием и иттербием и обеднение стронцием, цинком, молибденом, висмутом.

Впечатление о том, что окраска флюорита из жил Антоновой Горы обусловлена не колебаниями в его химическом составе усиливается при внимательном рассмотрении зерен под бинокуляром. В этом случае видно, что в большинстве своем они окрашены неравномерно. В одном и том же зерне часто можно видеть участки разной окраски, располагающиеся в виде полос или пятен. В целом агрегаты зерен флюорита из одного и того же места нередко оказываются состоящими из темно-

Таблица 12

Общая картина свечения флюоритов

Источник возбуждения	807/56 (светло-фиолетовый)	839Г/56 (светло-фиолетовый)	834/56 (фиолетовый)	855Л/56 (фиолетовый)	826/56 (темно-фиолетовый)	807/56 (зеленый)
$\lambda_{max} = 3600 \cdot 10^{-4}$ мкм . . .	Не светится	Зеленоватое	Зеленовато-пятнистое	Зеленое	Не светится	Светло-фиолетовое
$\lambda_{max} = 2800 \cdot 10^{-4}$ мкм . . .	Красноватое	Фиолетовое	Светло-фиолетовое, пятнистое	Светло-фиолетовое	„ „	Светло-голубое
Катодные лучи	Светло-фиолетовое	Зеленоватое		Не изучено	Фиолетовое	Голубоватое

фиолетовых зон или участков из бледно-фиолетовых, зеленых, красноватых и даже бесцветных.

У разноокрашенных зерен флюорита по нашей просьбе Т. А. Соседко было определено светопреломление. Результаты этой работы приведены в табл. 11. Из данных таблицы следует, что при точности определения ±0,001 светопреломление разноокрашенных флюоритов Антоновой Горы практически не меняется.

Люминесценция флюорита была исследована в ультрафиолетовых и катодных лучах, а также при их нагревании (термолюминесценция). Общая картина свечения образцов приведена в табл. 12. Из таблицы следует, что образцы, имеющие фиолетовую окраску, при облучении их длинноволновыми ультрафиолетовыми лучами светятся зеленоватым светом различной интенсивности и оттенков. Темноокрашенные образцы (обр. 826/56) и светлоокрашенные флюориты из нерудных кварц-халцедоновых жил (обр. 807Е/56) не светятся вообще.

В коротковолновых ультрафиолетовых лучах фиолетовые флюориты светятся фиолетовым же светом. Темноокрашенный флюорит и в этих лучах не светится. Светло-фиолетовый флюорит из поздних прожилков (обр. 807Е/56) начинает светиться красноватым светом. Напомним, что в образцах флюорита из точки 807Б/56 (табл. 10) отмечено повышенное содержание Mo, Zn, Cu. Возможно, что эти элементы гасят люминесценцию при облучении флюорита длинноволновыми лучами и вызывают красноватое свечение, в какой-то степени подобное повеллитам и молибдошеелитам, при облучении коротковолновым ультрафиолетом.

В катодных лучах фиолетовые флюориты светятся зеленым светом. Флюорит из поздних жил (обр. 807/56) и здесь обнаруживает отличное от других образцов свечение, люминесцируя голубовато-фиолетовым светом.

В тех случаях, когда окраска кристаллов имеет пятнистое распределение (например, в обр. 834/56), свечение также распределяется пятнами. Обычно более ярко светятся при этом светлоокрашенные участки кристаллов.

Визуально при нагревании почти все образцы флюорита в интервале 40—60° С

начинают светиться зеленым светом. В интервале 100—140° С наблюдается начало их растрескивания. В интервале 120—180° С исчезает первичная окраска, и все образцы обесцвечиваются. Наконец, в пределах от 200 до 300° С прекращается видимое термосвечение образцов.

Для более точной оценки термолюминесценции образцов антоновогорского флюорита по нашей просьбе В. С. Волковым на установке Термолюм-1969 были сняты кривые нагревания 8 образцов, частично включая вышеописанные. Характер их показан на рис. 15. Из рассмотрения

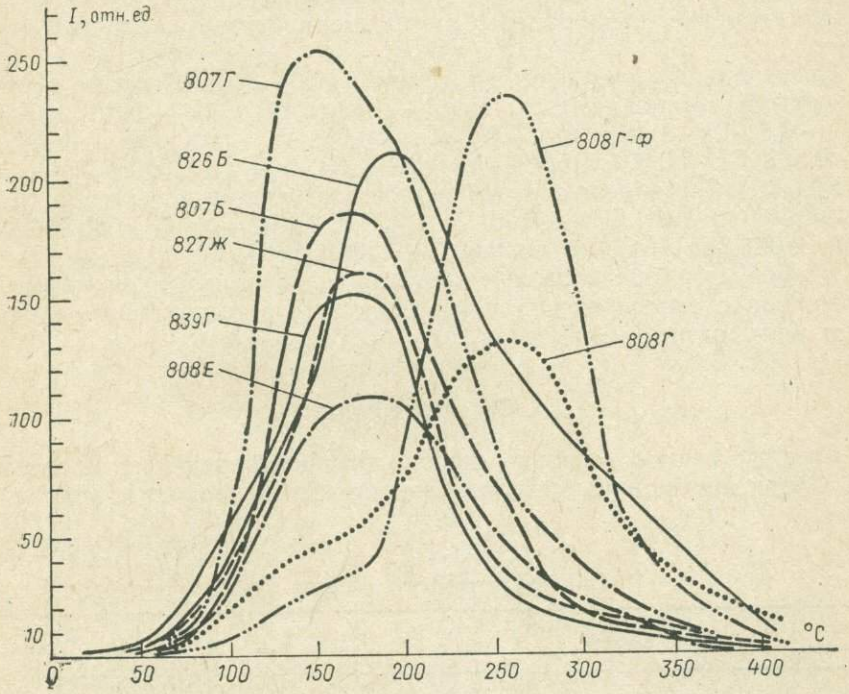


Рис. 15. Кривые термолюминесценции флюорита.

кривых следует, что среди образцов флюорита Антоновой Горы можно четко выделить две группы, максимумы свечения которых падают на температуры 150—225° С (обр. 807Г, 807Б, 827Ж, 839Г, обр. 808Е, 826Б) и 250—300° С (обр. 808Г и 808Г—Ф).

Сопоставление же кривых термолюминесценции (рис. 15) с окраской флюоритов и составом в них присутствующих микропримесей (табл. 10) позволяет сделать следующие выводы.

1. Максимумы термолюминесценции не связаны с окраской флюорита и присутствием петрогенных и халькофильных элементов.

2. Выделенные выше две группы интервалов свечения совпадают с разными содержаниями в образцах флюоритов иттрия и иттербия. Образцы, содержащие наиболее высокое количество иттрия и иттербия (до 0,07 и 0,001% соответственно), имеют максимумы свечения в интервале 175—225° С. Образцы, не содержащие этих элементов в количествах, улавливаемых спектроскопически (<0,001%), имеют максимумы свечения в интервале 250—300° С. Таким образом, чем больше иттрия и иттербия содержится во флюорите, тем раньше такой образец обнаруживает максимум свечения.

Берилл

Акцессорный берилл в виде одиночных зерен или мелких лучистых агрегатов встречен нами всего лишь в нескольких случаях: зерна — в околожильном грейзене, агрегаты призматических кристаллов с длиной индивидов до 3 см и с поперечником до 0,5 см — в кварце. Цвет кристаллов берилла зеленовато-желтый или зеленоватый с голубым оттенком. Очень редко он встречается в виде прозрачных бледноокрашенных кристаллов. Обычно трещиноват, непрозрачен. Под микроскопом обнаруживает массу вторичных газово-жидких включений. Кристаллы берилла нередко раздроблены и сцементированы кварцем, сульфидами.

Спектральным анализом в берилле из обр. 842Г/56 кроме основных компонентов установлено, %: Fe_2O_3 — около 1,0, CaO — 0,3, Na_2O — 0,5, MgO — 0,1, Li — 0,01, Sr — 0,02, Zn — 0,08, W — 0,01, Ga — 0,002, Mn, Ti — 0,003, Cu — 0,001, Pb, V — по 0,0007, Sc, Zr — по 0,0005, Sn — 0,0003, Yb < 0,0001. Светопреломление берилла соответственно для обр. 357А/53 и 842Г/56: $No = 1{,}573 \pm 0{,}001$ и $1{,}573 \pm 0{,}001$, $Ne = 1{,}568 \pm 0{,}001$ и $1{,}567 \pm 0{,}001$, $No - Ne = 0{,}005 \pm 0{,}001$ и $0{,}006 \pm 0{,}001$.

По времени кристаллизации берилл является одним из самых ранних минералов, выделяясь в зальбандах жил в ассоциации с жильбертитом, вольфрамитом и флюоритом.

Светлые слюды

Светлые слюды довольно широко распространены на месторождении. Среди них можно выделить две основные разновидности: слюду,

Таблица 13

Оптические свойства светлых слюд

Номер образца	Место взятия	*Ng*	*Nm*	*Np*	2*V*	П. п. п., %
802Е/56	Гранит ($F = 0{,}94\%$) .	1,600	1,594	1,558	42—43°	4,5 (850—950° С)
805А/56	Оторочка висячего бока жилы	1,589	1,585	1,558	44	—
805Ж/56	Оторочка лежачего бока жилы	1,595	1,588	1,558	43	—
805Г/56	Жильный кварц . . .	1,594	1,589	1,557	—	—
357А/53	То же ($F = 0{,}97\%$) . .	1,595	1,592	1,555	39 (центр), 42 (периферия)	3,5 (850—950° С)

образующую оторочку рудных жил, и более мелкочешуйчатую — серицит, выполняющий трещинки в жильном кварце и замещающий биотит и полевые шпаты в зонах грейзенизации.

Свойства этих слюд заметно различаются между собой. Слюда, слагающая оторочки жил, которую мы назвали жильбертитом (Барабанов, 1960а), имеет темно-серый цвет и зеленоватый оттенок, размер чешуек ее достигает 3 мм. В иммерсионном препарате обычно обнаруживает зональное сложение, при этом центральные зоны имеют несколько более высокое светопреломление и меньший угол оптических осей, чем периферические зоны. Многие свойства этой слюды близки к свойствам светлой слюды из гранита.

Мелкочешуйчатая слюдка, серицит, имеет более светлую серовато-

зеленую окраску и характерный серебристый или шелковистый блеск. Она редко обнаруживает зональное строение. Показатели преломления ее ниже жильбертита, а углы оптических осей, напротив, выше. Нередко в жилах эта слюда оказывается перекристаллизованной, укрупненной, и тогда свойства ее становятся близкими к свойствам жильбертита.

В табл. 13 сведены оптические свойства светлых слюд Антоновой Горы.

Термограммы этих слюд (рис. 16) показывают близость слюды оторочек жил («жильбертитов») к слюдам из гранита («мусковитам») и заметное отличие их от мелкочешуйчатого серицита из жильного кварца. Первые (обр. 802Е/56, 805А/56 и 805Г/56) имеют два эндотермических эффекта в интервале 800—1000 и 1000—1200° С. Серицит (обр. 357А/53) имеет лишь один эндотермический эффект в интервале 800—1100° С.

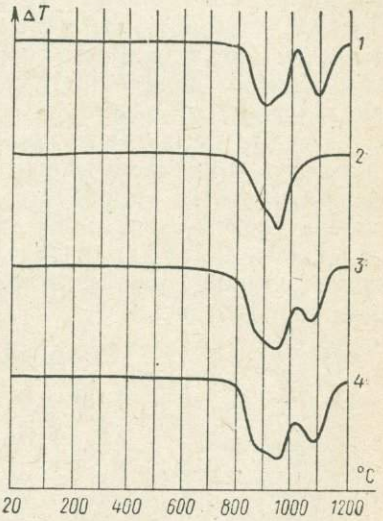


Рис. 16. Термограммы светлых слюд.

1 — слюда из гранита (802Е); *2* — слюда из кварцевой жилы (357А); *3* — слюдяная оторочка висячего бока (805А); *4* — слюда из кварцевой жилы (805Г).

Спектральным анализом в светлой слюде из гранита (обр. 802Е/56) кроме основных компонентов установлены, %: MgO, CaO — 0,1, Ba, Ti, Mn — по 0,001, Cu — 0,0001. В жильбертитах из слюдяных оторочек (обр. 805А/56, 805Ж/56) сверх того найдены также, %: Sn, Li и Nb — 0,03, W, Nb, Ba — 0,01, Sc — 0,003, V, Y — 0,001, Ti — 0,03, Mn — 0,01 и Cu — 0,001. Таким образом, по сравнению с «мусковитами» из гранита жильбертиты из слюдяных оторочек рудных жил на порядок повышают содержание Ti, Mn и Cu, и в них появляются заметные количества Sn, W, Nb, Ba, Sc, V и Y.

Образование светлых слюд связано, как уже об этом говорилось выше, с процессами околожильной грейзенизации вмещающих пород. Светлые слюды образуются на месте биотита, плагиоклаза и в меньшей мере калиевого полевого шпата. Мелкочешуйчатый серицит возникает в процессе более позднего изменения плагиоклаза. В зонах пострудных нарушений, обильно дренируемых вадозными водами, светлые слюды превращаются в гидрослюды.

Гидрослюды

В многочисленных зонах дробления, секущих и рудные жилы, и вмещающие породы — граниты и сланцы, в составе тектонической «глинки трения» существенную роль составляют гидрослюды. Они обычно представлены серовато-белой мажущейся глиноподобной массой, нередко пропитанной гидроокислами железа или содержащей значительное количество пирита, кварца, каолина и других минералов. На термограммах, выделенных отмучиванием гидрослюд (рис. 17), видны эндоэффекты: 100—200° С — выделение адсорбционной воды, 500—800° С — выделение гидроксильной воды и 900—1100° С — полное обезвоживание слюды.

Каолин

Каолин подобно гидрослюдам широко распространен в зонах дробления, секущих месторождение. Он преимущественно развит среди измененных гранитов. Цвет его из-за примесей других минералов — различный. Характерные термограммы каолина: эндотермический эффект при 500—600° С и экзотермический пик в интервале 900—1000° С — установлены во многих местах (рис. 18). Однако чистый каолин (обр. 822Е/56, 808В/56, 851Д/56) встречается редко. Обычно он ассоциирует с диккитом (обр. 361В/53, 814В/56), с гипсом (обр. 819А/56, 843Е/56), монтмориллонитом. Метиленовым голубым каолин окрашивается в фиолетово-синий цвет.

Каолин образуется, по-видимому, и в процессе дальнейшего изменения гидрослюд, и при воздействии вадозных вод на полевые шпаты гранита. На это указывают соответствующие парагенезисы.

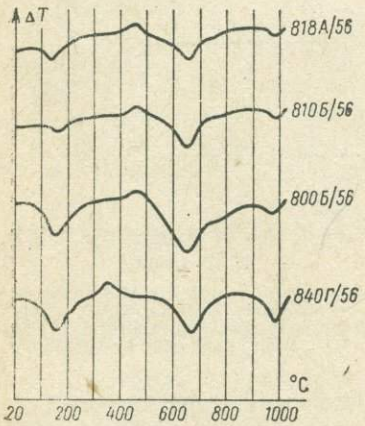


Рис. 17. Термограммы гидрослюд.

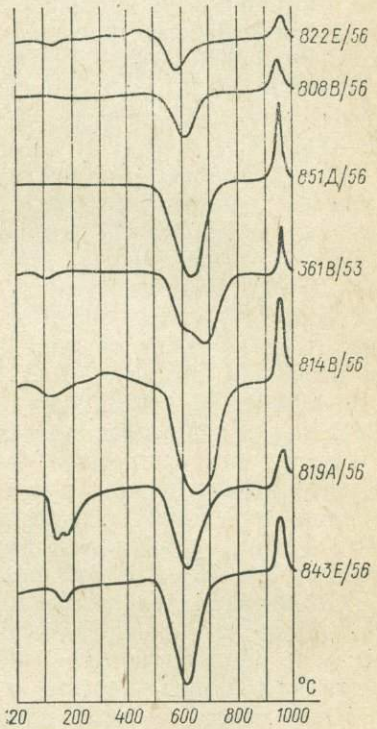


Рис. 18. Термограммы каолинов.

Монтмориллонит

В жилках мощностью до 15 см, секущих гранит, вне связи с рудными жилами, в точках 854/56 и 855/56 глинистая масса, их выполняющая, по данным термографического исследования (рис. 19) оказалась монтмориллонитом. В массе его, кроме того, находится довольно много кристалликов гипса. На термограмме более или менее чистого антоновогорского монтмориллонита фиксируются три эндотермических эффекта: 100—300° С — выделение слабо связанной межпакетной воды, 500—800° С — выделение гидроксильной воды, 800—1000° С — полная дегидратация образца.

Присутствие в ряде образцов каолина (рис. 19, обр. 818Г/56) подтверждается появлением эндоэффектов в интервалах 500—600 и 900—970° С, а пирита — экзоэффектом около 400° С.

При смачивании образцов монтмориллонита (815Д/56, 854А/56) метиленовым голубым он окрашивается в синий цвет. Смесь метиленового голубого и хлористого калия окрашивают его в голубовато-зеленый цвет. Парагенезис монтмориллонита с каолином, пиритом, халцедоном и гипсом свидетельствует о поздних процессах изменения породообразующих минералов гранита вдоль пострудных трещин.

Гипс

Водяно-прозрачные таблитчатые хрупкие кристаллики гипса довольно часто встречаются в зонах дробления. Размер их не превышает 0,8 см в длину при толщине табличек до 0,8 мм. Весьма часты двойники по (100). Гипс образует и радиально-лучистые агрегаты, покрывающие перетертую глиноподобную массу, выполняющую разрушенные зоны. Светопреломление гипса: $Ng = 1{,}529 \pm 0{,}001$, $Nm = 1{,}523 \pm 0{,}001$, $Np = 1{,}520 \pm 0{,}001$; $Ng - Np = 0{,}009$, $c\,Ng = 53°$, $c\,Np = 38°$. Термограмма гипса показана на рис. 20.

Гипс обычно в зонах дробления

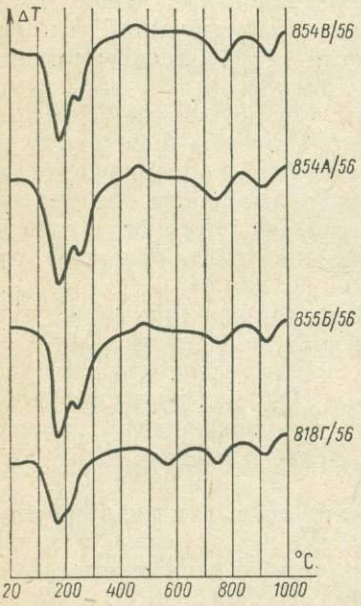


Рис. 19. Термограммы монтмориллонитов.

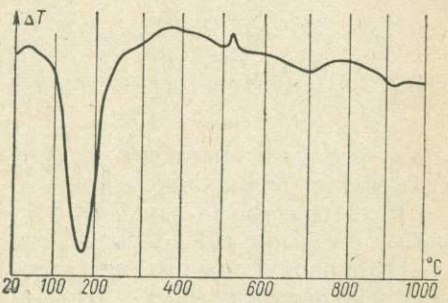


Рис. 20. Термограммы гипса (обр. 854/56).

встречается там, где пирит практически отсутствует, а ассоциирующие с ним глинистые минералы (гидрослюды, каолин, монтмориллонит) обохрены. Это дает основание предполагать, что он является продуктом близповерхностного окисления пирита.

Кальцит

Кальцит на Антоновой Горе встречается редко. В литературе (Ассовские, 1939) имеются указания о встречавшихся ранее кварцево-кальцитовых прожилках, сопровождавших некоторые рудные жилы. Нами образцы кальцита установлены в единичных случаях, и представлены они пластинчатыми кристаллами, нарастающими на кварц. Термограммы двух таких образцов, найденных в отвалах месторождения, показаны на рис. 21.

В одной из рудных жил в полостях молочно-белого кварца найден карбонат янтарно-желтого цвета с желто-бурой побежалостью на плоскостях ромбоэдрической спайности. Растворимость в горячей соляной

кислоте с выделением пузырьков углекислого газа, высокое светопреломление ($Ne = 1{,}745$) и гидроокислы железа, развивающиеся по этому минералу, позволяют отнести его к сидериту. Весьма малое количество материала не позволило более точно диагностировать этот минерал.

Вольфрамит

Вольфрамит в рудных жилах Антоновой Горы в годы наших исследований представлял собой малораспространенный минерал. Распределенный крайне неравномерно в массе жильного кварца, он обычно встречался в виде обломков пластинчатых кристаллов до 3 см в длину и до 1 см в ширину. В старых работах, однако, имеются указания (Докторович-Гребницкий, 1921), что в первые годы после открытия месторождения в поверхностных выработках вольфрамит давал крупные скопления, при этом встречались кристаллы до 20 см в длину.

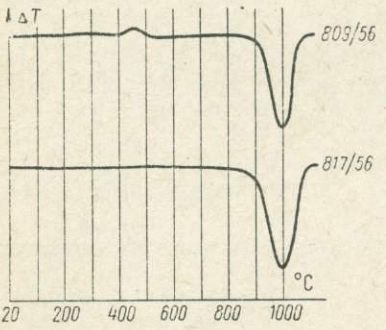


Рис. 21. Термограммы кальцита.

Обломки кристаллов вольфрамита имеют черный цвет с буроватым оттенком, дают буро-коричневую черту. На плоскостях спайности сохраняется зеркальный блеск. Продукты изменения в виде желтовато-зеленых охр очень редки.

Деформированные кристаллы вольфрамита и мелкие ксеноморфные обломки их можно встретить во всех частях жил. Однако существует определенная приуроченность большей части их к зальбандовым частям жил и особенно к местам, где рудные жилы секут вмещающие сланцы.

В литературе (Тетяев, 1918, с. 106) имеется лишь один анализ вольфрамита из Большого Соктуя, по-видимому, из жил открытой в то время Антоновой Горы. Расчет этого довольно хорошо выполненного анализа дает формулу $(Fe_{0,53}Mn_{0,47})_{1,00}[W_{1,00}O_4]$.

Все остальные анализы антоновогорских вольфрамитов выполнены на нашем материале. Из-за недостатка материала (встретить во всех выработках крупные монокристальные выделения этого минерала нам удалось лишь в нескольких местах) в разное время сделано всего лишь 8 анализов (табл. 14). Они показывают принадлежность всех образцов к железистой разности вольфрамита с колебаниями в содержании $MnWO_4$ от 28 до 41%. Любопытно, что более железистый вольфрамит (обр. 802В/56) оказался на самом верхнем горизонте, а все остальные, более марганцовистые, — на горизонте Подэтажа, расположенном на 47 м ниже верхнего. По простиранию жил большого колебания железистости не наблюдается: обр. 839Б/56 и 845/56, отстоящие друг от друга на 150 м, имеют степень марганцовистости соответственно 36 и 33%.

С учетом приведенного выше анализа из Большого Соктуя марганцовистость антоновогорских вольфрамитов находится в пределах от 28 до 47%.

Для антоновогорского вольфрамита характерно довольно высокое содержание ниобия (до 0,70% Nb_2O_5) и отсутствие тантала. Спектральные анализы показывают присутствие в нем, %: Al, Si, Mg — менее 0,1 каждого, Ti — 0,02, Bi — до 0,03, Sn — до 0,005, Sc — до 0,002, Cu — до

Таблица 14

Химические анализы вольфрамитов, вес. %

Номер образца	Место взятия	WO_3	Nb_2O_5	Ta_2O_5	Sc	FeO	MnO	MgO	Al_2O_3	TiO_2	Y	Yb	Σ
802В/56	Штольня Вспомогательная, штрек 4	75,61	0,1	Нет	0,001	16,75	6,30	0,1	0,1	0,02	0,007	0,003	98,66
802/В	То же	75,56	0,54	0,056	—	15,19	7,58	нет	0,42	0,018	—	—	99,61*
839Б/56	Жила № 2, штрек 1	75,71	0,55	0,02	0,0016	15,17	8,47	0,1	0,1	0,015	0,005	0,002	99,92
839/56	То же	75,59	—	—	—	15,68	8,94	—	—	—	—	—	100,21
833Б/56	Жила № 2, штрек 2	75,65	0,42	0,06	0,0014	14,21	9,18	—	—	—	—	—	99,53
845/56	Жила № 2, штрек 1	76,16	—	—	—	15,45	7,53	—	—	—	—	—	99,14
8493/56	Жила № 80, штрек 12	75,38	0,70	0,02	0,003	15,47	8,47	—	—	—	—	—	100,04
856/56	Жила № 80а, штрек 1	75,92	—	—	—	13,62	9,36	—	—	—	—	—	98,90

* Включая SiO_2 (0,24%).

Номер образца	Место взятия	$MnWO_4$, %	Формула	Аналитик
802В/56	Штольня Вспомогательная, штрек 4	28	$(Fe_{0,71}Mn_{0,28})_{0,99}W_{1,00}O_4$	Т. Н. Красавина, 1960 г.
802/В	То же	32	$(Fe_{0,64}Mn_{0,32}Al_{0,02})_{0,98}(W_{0,98}Nb_{0,01}Si_{0,01})_{1,00}O_4$	И. П. Вычужанина, 1973 г.
839Б/56	Жила № 2, штрек 1	36	$(Fe_{0,64}Mn_{0,36})_{1,00}(W_{0,99}Nb_{0,01})_{1,00}O_4$	И. А. Плисс, 1963 г.
839/56	То же	38	$(Fe_{0,66}Mn_{0,38})_{1,04}W_{0,99}O_4$	Т. Н. Красавина, 1960 г.
833Б/56	Жила № 2, штрек 2	38	$(Fe_{0,60}Mn_{0,38})_{0,98}(W_{1,00}Nb_{0,01})_{1,01}O_4$	Б. И. Шляфер, 1963 г.
845/56	Жила № 2, штрек 1	33	$(Fe_{0,66}Mn_{0,33})_{0,99}W_{1,00}O_4$	Т. А. Соседко, 1957 г.
8493/56	Жила № 80, штрек 12	36	$(Fe_{0,65}Mn_{0,36})_{1,01}(W_{0,98}Nb_{0,02})_{1,00}O_4$	И. А. Плисс, 1963 г.
856/56	Жила № 80а, штрек 1	41	$(Fe_{0,58}Mn_{0,41})_{0,99}W_{1,00}O_4$	Т. А. Соседко, 1957 г.

0,001, Zr — до 0,003, Ag — до 0,0001. Любопытно присутствие во всех анализированных образцах Y — до 0,01 и Yb — до 0,005%.

Таблица 15

Отражательная способность вольфрамита

Номер образца	% $MnWO_4$	$D^{18}_{4/V}$
845/56	33	7,37±0,005
839/56	36	7,40±0,005
811/56	—	7,33±0,005
856/56	41	7,14±0,005

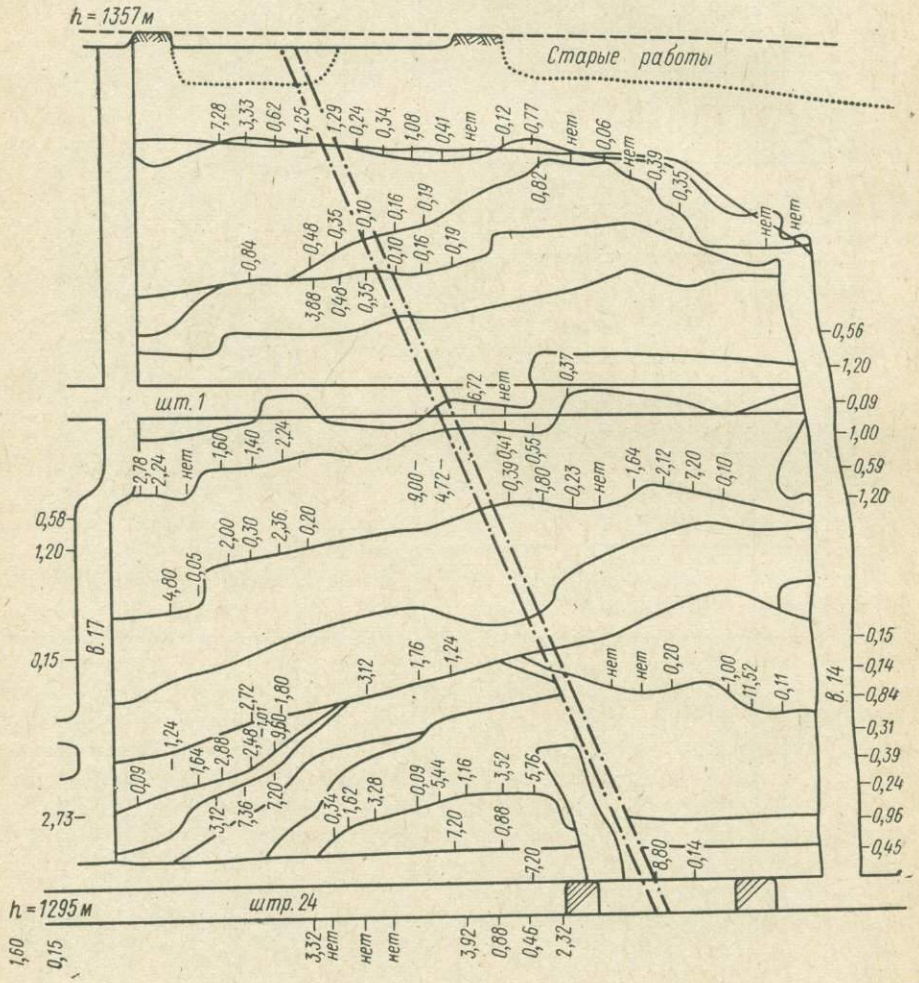


Рис. 24. Антонова Гора. Содержание WO_3 в % на разных горизонтах блока 1а жилы № 1.

Отражательная способность антоновогорского вольфрамита составляет от 17 (обр. 850В/56, 849Е/56) до 21% (обр. 839Б/56, 845В/56). При этом отчетливой связи изменения ее с особенностями химического состава вольфрамита не заметно.

Удельный вес четырех образцов вольфрамита пикнометрическим методом был определен в 1957 г. по нашей просьбе Т. А. Соседко. Из навесок в 1,5—2,0 г при $t = 18°$ С были получены значения, показанные в табл. 15. В обр. 839Б/56 установлено 0,55% Nb_2O_5 (табл. 14).

Как уже отмечалось выше, распределение вольфрамита в жилах Антоновой Горы очень сложное, что является следствием напряженной тектонической жизни рудоносных трещин и проявлений интенсивного пострудного метаморфизма жил. В результате их мест с ненарушенным, первичным залеганием вольфрамита практически нет. Рудо-

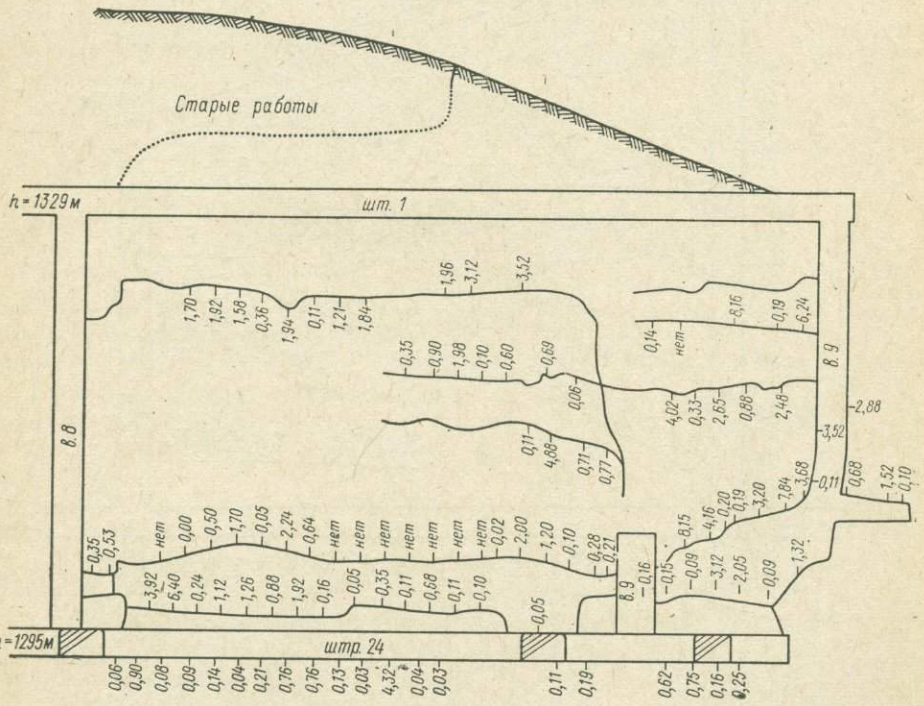


Рис. 25. Антонова Гора. Содержание WO_3 в % на разных горизонтах блока 1б жилы № 1.

носный кварц и включенный в него вольфрамит всюду брекчированы, раздроблены, перетерты, обломки вольфрамита «растащены» по всему телу жил, сцементированы кварцем, пиритом и другими сульфидами.

В связи с этим мы использовали многочисленные данные опробований на содержание WO_3 в руде при отработке жил на разных горизонтах. Для этого были выбраны данные по очень богатым и уже отработанным блокам 1а и 1б жилы № 1 (рис. 22) и блоку 7 жилы № 2 (рис. 23). Блоки 1а и 1б жилы № 1 отработаны на месторождении в 1955 г. По вертикали они охватывают соответственно 50 и 30 м от поверхности. В блоке 1а было произведено более 100 определений содержаний WO_3 в руде в точках, показанных на рис. 24. В блоке 1б (рис. 25) таких определений было сделано также свыше 100.

Распределение содержаний WO_3 в руде блока 1а жилы № 1 характеризуется ярко выраженным чередованием высоких (до 11,52%) и нулевых или близких к ним значений. Создается впечатление, что вольфрамит из объема всего блока здесь был как бы стянут и сконцентрирован в виде отдельных крупных рудных пятен преимущественно в нижней части блока, менее — в средней, и совсем мало — в верхней части, на контакте со сланцами (рис. 24). Это мнение подкрепляется и тем, что средние содержания WO_3 на этих уровнях мало отличаются между собой, %: уровень *АА* — 1,20; *ББ* — 1,53; *ВВ* — 1,26.

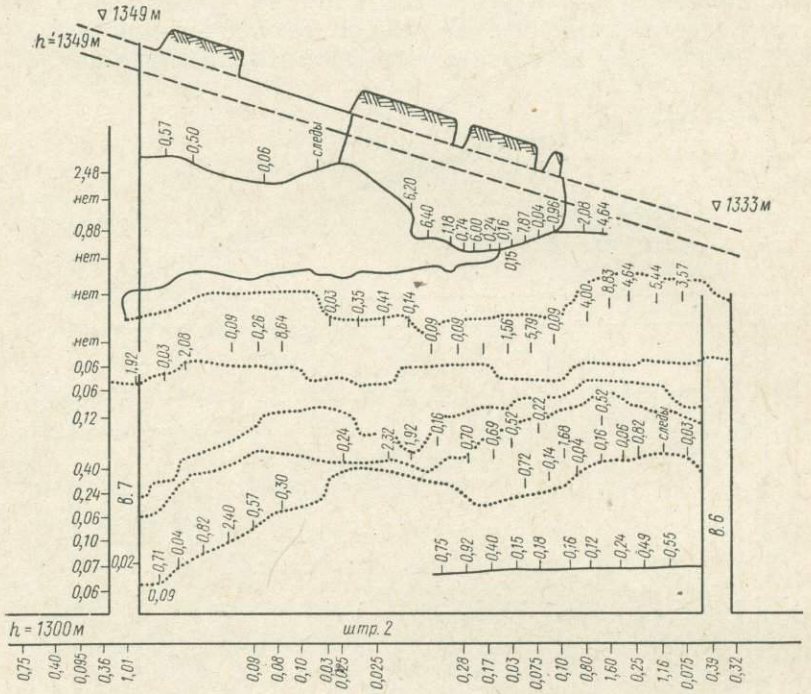


Рис. 26. Антонова Гора. Содержание WO_3 в % на разных горизонтах блока 7 жилы № 2.

Распределение содержаний WO_3 в руде блока 1б (рис. 25) несколько более равномерно. Здесь отчетливо видна закономерность: наиболее богатая вольфрамитом зона лежит в верхней части блока, в области контакта гранита со сланцами. С глубиной содержание вольфрамита в жиле резко уменьшается и в 30 м ниже, на уровне штрека 24, составляет лишь одну пятую от содержания в кровле блока (уровень *ГГ* — 2,12; *ДД* — 0,58; *ЕЕ* — 0,46%). В отработанном блоке 7 жилы № 2 (рис. 26) эта закономерность выражена еще более четко (уровень *АА* — 1,87% WO_3; *ББ* — 0,61; *ВВ* — 0,31).

Таким образом, содержание вольфрамита в изученных блоках жил № 1 и 2 показало отчетливую тенденцию к понижению в направлении от контакта гранита со сланцами в глубь гранитной интрузии.

Эту закономерность хорошо понимали старатели, работавшие на Антоновогорском месторождении многие годы. Старательский способ добычи до 1935 г. был, по-видимому, основным видом эксплуатации рудных жил. Старатели выбирали вольфрамит вручную из жил с поверх-

ности их, не углубляясь по падению жил более нескольких метров. Старые выработки, отмеченные на маркшейдерских проекциях жил (рис. 22, 23), хорошо это иллюстрируют.

К сожалению, генетическая концепция, принятая геологами, разведывавшими месторождение, и исходившая из представления о том, что «высокотемпературный» «пневматолитический» вольфрамит приносится в жилы из остывающего гранитного очага, заставили разведчиков Антоновой Горы пройти многие сотни метров глубоких подземных выработок в самом граните, израсходовав на это огромные силы и многие миллионы рублей. Работы эти доказали одно: месторождение на глубине безрудно. Заметим, кстати, что этот вывод был сделан нами в 1953 г., во время второго нашего приезда на месторождение. К сожалению, он не был принят во внимание ни геологами, осваивавшими месторождение, ни геологами, разрабатывавшими «основные» геологические закономерности размещения вольфрамитовых месторождений в Забайкалье, и разведка глубинных горизонтов Антоновой Горы продолжалась до 1958 г., т. е. до закрытия месторождения в силу его очевидной нерентабельности.

Вольфрамит Антоновой Горы, как уже отмечалось, следов изменения почти не несет. Кристаллы его довольно часто содержат вростки кварца, пирита, халькопирита.

Пирит

Пирит в небольших количествах довольно часто встречается и в зонах грейзенизации гранита, и в рудных жилах, и особенно часто — в грейзенизированных сланцах и в поздних кварц-халцедоновых жилах. В рудных жилах пирит обычно имеет вид неправильных по форме выделений или тонких прожилков в вольфрамите, в акцессорном берилле, в рудном кварце. В полостях поздних жил он встречается в виде хорошо образованных кристаллов, имеющих форму куба или чаще — комбинацию граней куба (100), пентагон-додекаэдра (021) и очень маленьких граней октаэдра (111) (рис. 27). Грани куба в таких кристаллах обычно несут характерную для них штриховку. Грани (021) и (111) — зеркально чистые. В халцедоновидном кварце, кристаллизовавшемся явно в условиях резкого перенасыщения минералообразующего раствора, пирит образует огромное количество зародышей кристаллов, имеющих в сечении форму шестиугольников. По аналогии с Белухинским месторождением (Барабанов, 1961), можно предполагать, что эти кристаллы-зародыши имеют форму пентагон-додекаэдра. В этом случае повторяется ранее установленная нами смена простых форм пирита в процессе падения степени пересыщения раствора в направлении (021) $\longrightarrow$ (021 + + 100) $\longrightarrow$ 100.

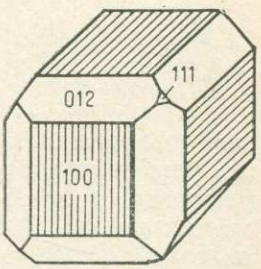


Рис. 27. Форма низкотемпературного пирита с Антоновой Горы.

Спектральные анализы пирита приведены в табл. 16. Присутствие W и Nb, по-видимому, обусловлено неразличимыми под бинокуляром включениями вольфрамита, а SiO_2, Al_2O_3, Na_2O — альбита. Любопытно присутствие в антоновогорском пирите серебра (до 0,01%), висмута (до 0,07%) при полном отсутствии золота.

Удельный вес крупнокристаллического пирита, имеющего форму куба и размеры кристаллов до 1 см в поперечнике, пикнометрически

был определен Т. А. Соседко из навески 4 г и оказался равным $D^{18}_{4/V} = 4{,}978 \pm 0{,}002$ г/см³.

Отражательная способность пирита, определенная по нашей просьбе Т. Н. Красавиной в 1960 г. у 10 образцов пирита тем же способом, как и у вольфрамита, оказалась весьма непостоянной и у разных образцов колебалась от 49 (обр. 839В/56) до 61% (обр. 851А/56).

Образование пирита, как уже отмечалось выше, тесно связано с процессами околожильного изменения пород, вмещающих жилы. Поэтому количество его в зонах грейзенизации всюду постепенно увеличивается по мере приближения к жилам. Там, где жильные трещины испытали приоткрывания, в породах возле самого контакта с жилами наблюдается резкое обеднение пиритом (рис. 28), обязанное, как это уже было отмечено (Барабанов, 1961), выносу пирита в жилы. Когда вмещающей жилу породой хотя бы с одной стороны является сланец, обогащение пиритом приконтактовой зоны становится столь сильным, что порода здесь принимает вид березита (рис. 28, лежачий бок жилы в точке 368/53).

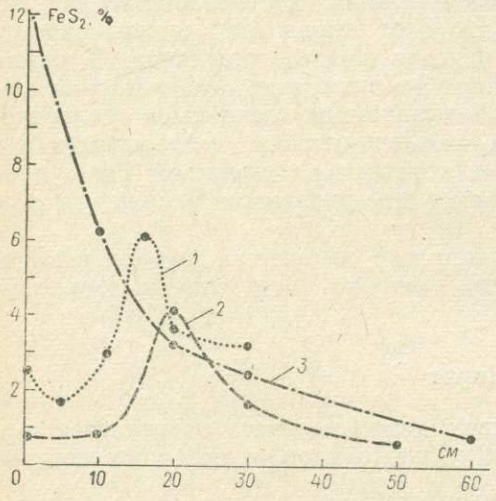


Рис. 28. Антонова Гора. Содержание FeS_2, %.

1 — точка 355/53; *2* — 369/53; *3* — 368/53.

По времени выделения пирит стоит позже вольфрамита, но ранние генерации его предшествовали кристаллизации халькопирита. Наиболее поздний пирит, как уже отмечалось, образует присыпки на халцедоновидном кварце и флюорите в завершающих процесс минералообразования халцедоновидных жилах. В зонах нарушения пирит замещается гидроокислами железа, а иногда превращается в черную порошкообразную массу, пачкающую руки (мельниковит?).

Сфалерит

Сфалерит в рудных жилах встречается очень редко. Несколько чаще его можно встретить в беризитизированных участках околорудных грейзенов. Здесь он находится в виде мелких неправильной формы зерен темно-бурого цвета с характерным алмазным блеском, ассоциируя с пиритом, халькопиритом, молибденитом.

Спектральные анализы сфалерита см. в табл. 16. Из приведенных данных следует, что сфалериты Антоновой Горы имеют колеблющуюся железистость, содержат, %: Cd — 0,2—1; Cu — 1; Mn — 0,1—1; Bi — 0,0002—1; In — до 0,07; Pb — до 0,02; Ag и Sn — до 0,007; Ga — до 0,007. Появление W, Si, Mg, Ca, по-видимому, связано с мельчайшими вростками кварца, вольфрамита, флюорита, слюд. В аншлифах, однако, в сфалерите установлены лишь обильная эмульсионная вкрапленность халькопирита и вростки кварца.

Взаимоотношения сфалерита с другими минералами показывают, что он кристаллизовался после вольфрамита, акцессорного берилла, об-

Таблица 16

Результаты спектральных анализов сульфидов, вес.%

Элемент, окисел	Пирит		Сфалерит						Молибденит	
	Жила № 1	Жила № 2	Жила № 2		Жила № 1				Жила № 1	
	802В	814Б	357$А_1$	357$А_2$	808$Б_1$	808$Б_2$	801Е	801Б	366В	805Г
Be	0,0015	0,0002	0,0007	0,003	0,005	0,0007	0,0015	0,02	0,0005	0,0002
As	—	—	—	—	—	—	—	—	1,0	—
SiO_2	0,5	0,5	0,5	0,5	2,0	1,0	1,0	2,0	2,0	2,0
Sb	—	—	—	—	—	—	—	—	0,015	—
Ti	0,005	—	0,001	—	0,001	0,01	0,001	0,001	—	0,001
Al_2O_3	1,0	0,5	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1
MgO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Mn	0,002	0,001	0,1	0,2	1,0	1,0	0,2	0,07	0,001	—
Pb	0,001	0,0002	0,0003	0,0015	—	0,02	0,002	0,001	0,15	—
W	0,02	—	—	0,003	0,15	1,0	—	0,02	0,02	—
Ga	—	—	0,0001	0,0005	0,0001	0,0005	0,0007	0,0007	—	—
Nb	0,002	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sn	—	—	0,0002	0,002	0,002	0,002	0,007	0,007	—	0,0002
In	—	—	0,007	0,01	0,003	0,02	0,05	0,07	—	—
Bi	0,07	0,01	0,01	0,1	0,0002	1,0	0,2	0,007	>2,0	—
Fe_2O_3	Основа		1,0	1,0	2,0	>2,0	>2,0	2,0	>2,0	—
CaO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1
Mo	—	—	0,0002	0,002	—	0,005	—	—	Основа	
V	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cu	0,001	0,005	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	>1,0	0,5	0,0001
Ag	0,01	0,0001	0,005	0,0001	0,0007	0,002	0,007	0,005	0,007	—
Cd	—	—	0,2	1,0	0,05	0,3	1,0	>1,0	—	—
Zn	0,015	0,03	Основа						0,0015	—
Co	0,0015	—	0,0002	—	0,0007	0,007	0,005	0,0002	—	—
Au	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na_2O	0,3	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—
Yb	—	—	—	—	0,0001	—	—	—	—	—

ломки которых он цементирует, но до выделения основной массы халькопирита и поздних генераций пирита. Взаимоотношения его с ранним пиритом неясны.

Халькопирит

Встречается очень редко и в небольших количествах. Обнаружен во многих аншлифах и диагностирован минералогически, а также по парагенезису с характерными продуктами изменения. Приурочен к выделениям пирита и сфалерита. В виде тонких прожилков встречается в этих минералах и в вольфрамите. В сфалерите нередко дает мелкую эмульсионную вкрапленность. Отражательная способность, определенная упоминавшимся выше способом, имеет значение 30—35%. Неустойчив, изменяясь, покрывается голубовато-зелеными примазками карбонатов. Выделить необходимое для исследований количество этого минерала не удалось.

Молибденит

Встречается в виде мелких чешуек очень редко в грейзене и в зальбандовой части некоторых рудных жил. Спектральный анализ (табл. 16) обнаружил в обр. 366В/53 кроме Mo, Si, Al, Mg, Fe, Ca заметные количества Bi, As, Sb, Cu, Ag, Pb. Набор этих элементов говорит в пользу присутствия в пробе какой-то висмутовой сульфосоли свинца и меди. Возможно, что образец молибденита в точке 366/53 содержал включения козалита.

ГЛАВА II

МАЛЫЙ СОКТУЙ

Месторождения Малого Соктуя находятся в 9 км к юго-востоку от маленького поселка того же названия и состоят из двух участков: Тутхалтуйского и собственно Мало-Соктуйского или Тоготуйского (рис. 29).

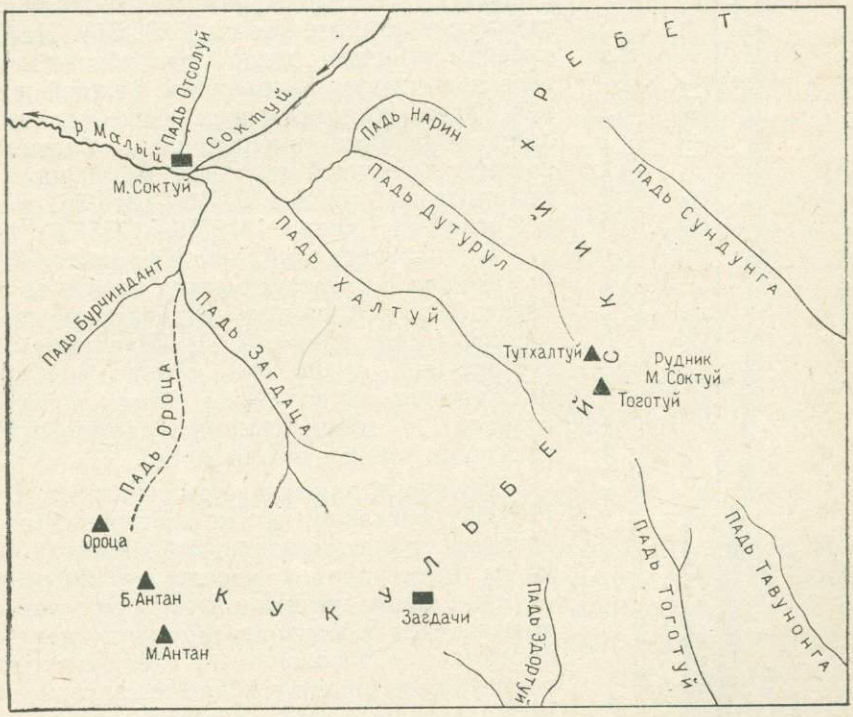


Рис. 29. Схема-карта месторождения Малый Соктуй.

Расстояние между этими участками около 1,5 км. Тоготуйский участок, как это видно из прилагаемой схемы, расположен на самом водоразделе Кукульбейского хребта, на высоте около 1200 м над ур. м.

Территориально месторождения находятся в Борзинском районе Читинской области, в 32 км к северо-западу от станции Хадабулак Забайкальской железной дороги.

Мало-Соктуйские месторождения открыты в 1916 г. (Тетяев, 1918). С перерывами они разрабатывались до 1942 г. В настоящее время они заброшены, устья штолен завалены, рудничного поселка не сохранилось,

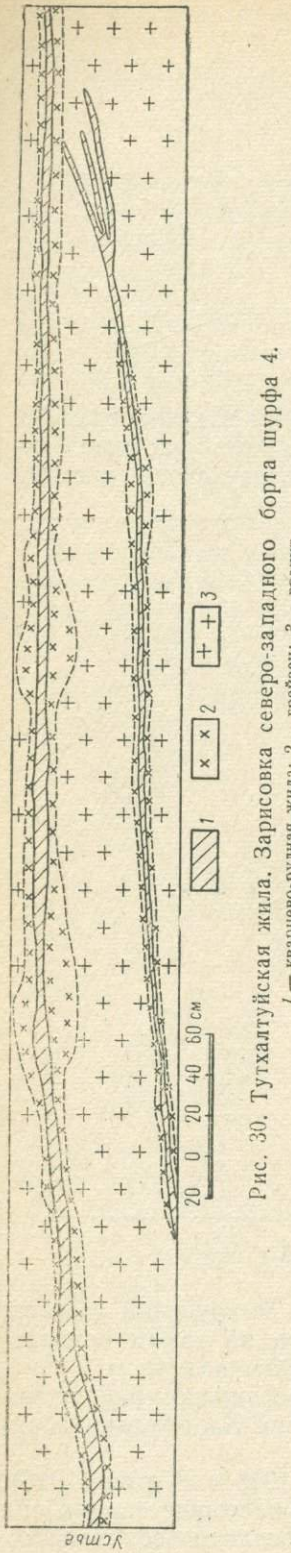


Рис. 30. Тутхалтуйская жила. Зарисовка северо-западного борта шурфа 4.
1 — кварцево-рудная жила; 2 — грейзен; 3 — гранит.

никаких выработок, пригодных для изучения, нет. Степные дороги заросли, и попасть на эти месторождения в наши дни без проводника-старожила — дело не из легких.

Нам довелось посетить эти месторождения в 1956 г. Одновременно мы разыскали и заброшенные выработки — шурфы и закопушки Антано-Ороцинского месторождения (рис. 29). В одной из таких выработок удалось взять представительный разрез образцов и 26 шлифов через вскрытую здесь кварц-вольфрамитовую жилу (точка 1406/56), залегающую в порфировидном граните.

В период разработки участка Тутхалтуй здесь по жиле № 1 была заложена одна штольня. Хотя, как уже отмечалось, проникнуть в нее не удалось, в устье штольни нами был взят разрез образцов и шлифов через вскрытую кварц-вольфрамитовую жилу, залегающую в граните (точка 1205/56). На Тоготуйском участке жила разрабатывалась в свое время двумя штольнями: нижней и верхней. Здесь нам пришлось довольствоваться лишь образцами вмещающего биотитового гранита и секущей его жилы из отвалов нижней штольни (точки 1301/56—1314/56) и верхней штольни (точки 1315/56—1335/56).

О характере кварц-вольфрамитовой жилы участка Тутхалтуй можно судить по зарисовке (рис. 30) одного из участков ее, сделанной в свое время О. Д. Левицким (1939). Из рисунка видно, что основной ствол ее имел мощность до 10 см. Жила залегала в граните и сопровождалась околожильным грейзеном мощностью до 20 см.

Изучение взятого нами разреза (точка 1205/56) показало, что крупнозернистый биотитовый гранит, вмещающий жилу, уже в 50 см от ее висячего и лежачего боков несет на себе следы интенсивного изменения. Они выражаются в серицитизации плагиоклаза и биотита, в образовании за счет этих породообразующих минералов кроме светлой слюды многочисленных зерен апатита, циркона, сфена, пирита, пеннина.

Уже в 30 см от контакта плагиоклаз, представленный в граните олигоклазом № 12—13, практически исчезает. Его место занимают псевдоморфозы светлой слюды, апатита (шлиф 1205/8) и редких зерен шеелита (шлифы 1205-5 и 1205-10). Калиевый полевой шпат, представленный микроклином, при этом переполняется газово-жидкими включениями, становится бурым непрозрачным. Ближе к жиле он также начинает за-

мещаться светлой слюдой и топазом. На контакте с жилой микроклин почти отсутствует или находится в виде ксеноморфных бурых пятен среди грейзена, состоящего из светлой слюды, обычно здесь укрупненной до 0,5 мм, кварца, топаза, апатита, пирита.

На Тоготуйском участке месторождения вмещающий жилы гранит вскрыт старательскими канавами и довольно хорошо просматривается. Он представлен здесь серой с зеленоватым оттенком среднезернистой породой. Калиевый полевой шпат желтовато-зеленоватого цвета преобладает, плагиоклаза и биотита мало, кварц имеет характерную дымчатую окраску. В шлифах калиевый полевой шпат представлен бурым микроклином, переполненным включениями, с большим количеством пертитовых вростков. Плагиоклаз представлен двумя сериями: олигоклазом № 10—12 и альбитом № 3—4. Биотит в виде буро-красных пластин замещается хлоритом. Изредка встречаются зерна циркона и флюорита. Количественное соотношение минералов в шлифах 1301-1/56 и 1315-1/56 (%): микроклин — 52, плагиоклаз — 10, кварц — 30, биотит — 7, хлорит, циркон, флюорит — 1,0.

В шлифах отчетливо прослеживаются имевшие место процессы серицитизации плагиоклаза, хлоритизации биотита, появление в микроклине возле рудных жил и прожилков массы газово-жидких включений, вплоть до полного его растворения. В шлифах довольно часто встречается топаз, обычно сегрегирующий до образования мелких мономинеральных жилок (шлифы 1302-1, 1304-1, 1335). Акцессорные минералы представлены пиритом, сидеритом, шеелитом, цирконом.

В отличие от Букукинского и Белухинского месторождений здесь биотит возле рудных жил в меньшей степени подвержен серицитизации. Нередко в околожильном грейзене можно видеть мономинеральные биотитовые прожилки с размерами чешуек слюды до 3 мм. Вместо серицита он очень часто замещается хлоритом, особенно на некотором удалении от жил. Если учесть высокую железистость биотита в здешнем граните ($Ng = Nm = 1{,}663$), то можно считать, что этот процесс является основным источником железа для образования довольно широко распространенного здесь сидерита: $K(Mg, Fe)_3[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2 + H_2CO_3 \rightarrow Mg_5Al[AlSi_3O_{10}](OH)_8 + FeCO_3 + KF$.

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ МИНЕРАЛОВ

В отвалах выработок Тутхалтуйского и Тоготуйского участков были собраны образцы кварца, топаза, слюд, акцессорного берилла, флюорита, сидерита, каолина, вольфрамита, пирита, висмутина (?), молибденита, халькопирита. Ниже дается краткое описание некоторых из них.

Кварц

Как и на других месторождениях, кварц на Малом Соктуе разнообразен. Ранний, вольфрамоносный, кварц имеет светло-серую окраску, почти прозрачен. Содержит включения вольфрамита, висмутина. Размер индивидов в сохранившихся участках первичной друзовидной текстуры жил достигает нескольких сантиметров. В участках жил, подвергнувшихся тектоническим напряжениям, окраска его становится более светлой, полосчатой или пятнистой, вплоть до молочно-белой. Поздний кварц представлен халцедоновидными корочками или мелкозернистыми щетками, покрывающими кристаллы раннего кварца, вольфрамита, пирита. Кристаллы и обломки раннего кварца несут на себе следы дробления, трещиноватости, залечивания, регенерации, т. е. всех тех процес-

сов, которые выше уже многократно были охарактеризованы. Пожалуй, особенностью данного кварца является лишь то, что оптическая двуосность ($2V$) наиболее тектонизированных разностей его здесь достигает 13° (шлиф 1318/56).

Топаз

Топаз — распространенный минерал Мало-Соктуйских месторождений. Он встречается часто в околожильных грейзенах, образует самостоятельные жилки и участки в нем, присутствует в жильном кварце. В мономинеральных прожилках, секущих околожильный грейзен, топаз мелкокристаллический, прозрачный, изредка содержащий включения вольфрамита. Кристаллы топаза здесь редко превышают 1 мм в длину. Светопреломление этого топаза: $Ng = 1{,}623 \pm 0{,}001$; $Nm = 1{,}617 \pm \pm 0{,}001$; $Np = 1{,}614 \pm 0{,}001$. В зальбандах рудных жил и в друзовых полостях размер кристаллов топаза увеличивается до 3 см, появляется бледно-голубоватая окраска, но кристаллы его здесь часто деформированы. Светопреломление крупнокристаллического топаза: $Ng = 1{,}621$; $Nm = 1{,}617$; $Np = 1{,}613$.

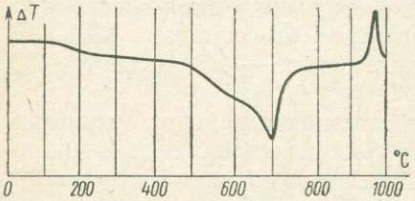


Рис. 31. Термограмма каолиноподобной массы, состоящей из диккита и каолина.

Три кристаллика топаза (два из мелкокристаллического топазового прожилка и один, голубоватый, с включениями вольфрамита из топазо-пиритового прожилка) по нашей просьбе в 1957 г. были измерены на гониометре студенткой Е. Л. Можаевой. Головки всех трех кристаллов оказались сложенными крупными гранями форм (011), (112) и единичными очень мелкими — (221), (111), (335), (101), (021), (132), (335), (354). В зоне $hk0$ среди многочисленных вициналоидов следует назвать: 110, 120, 130, 470, 560, 5.11.0 и 010.

Взаимоотношения топаза с другими минералами показывают, что по времени выделения он близок к вольфрамиту. Переотложенный крупнокристаллический топаз из зальбандов жил и друзовых полостей, заключающий в себе кристаллы вольфрамита, по отношению к последнему является явно более поздним.

Каких-либо следов изменения на себе топаз не несет, если не считать обохренности в местах, где сидерит * замещен гидроокислами железа. Иногда (обр. 1311/56) кристаллы топаза без следов изменения бывают окружены каолиноподобной массой. Термограмма на рис. 31 показывает, что она состоит в основном из диккита и каолина.

Флюорит

Флюорит в шлифах околожильных грейзенов встречается лишь в виде отдельных бесцветных зерен. В жильном кварце выделения его более значительны, имеют фиолетовую и бледно-зеленую окраску и порой достигают 4 см в поперечнике. В образцах грейзена в друзовых пустотках переотложенный флюорит имеет вид фиолетовых кубов.

---

* Сидерит из обр. 1318/56, 1322/56, 1332/56 имеет темно-коричневый или бурый цвет. No на плоскости спайности по ромбоэдру равно 1,744. Спектроскопически установлены кроме железа примеси Ti, Mg, Mn, Al, Si. Обычно замещается гидроокислами железа.

В ультрафиолетовых лучах с максимумом пропускания $2800 \times \times 10^{-4}$ мкм бесцветный и зеленый флюориты светятся ярко-фиолетовым светом, густо-фиолетовые, напротив, — бледно-фиолетовым.

Вольфрамит

Образцы вольфрамита в отвалах малосоктуйских выработок встречаются редко: старатели умели и вручную неплохо выбирать руду. Наиболее крупные из найденных обломков этого минерала имели таблитчатую форму и размеры до 3 см в длину. Вольфрамит всегда включен в серый кварц. Кристаллы его обычно деформированы, раздроблены, отдельные части их смещены и сцементированы кварцем. И все же встречено несколько образцов, где отчетливо видно, что нормальный рост кристаллов вольфрамита происходил веерообразно от зальбанда жил в направлении открытой полости жилы.

Вольфрамит имеет буро-коричневый цвет, такую же черту, довольно сильный металлический блеск, совершенную спайность по (010).

В отвалах тутхалтуйской штольни были отобраны кусочки жильного кварца, содержащие включения обломков кристаллов вольфрамита. Выделенный вольфрамит был проанализирован. В обр. 1254/56 было установлено, %: MnO — 16,0, FeO — 7,18, WO_3 — 77,0. Сумма — 100,18. Расчет анализа дает следующую формулу:

$$(Fe_{0,31}Mn_{0,68})_{0,99}W_{1,00}O_4.$$

В работе М. М. Тетяева (1918) сообщается, что в лаборатории Геологического комитета был проанализирован вольфрамит, взятый С. А. Докторовичем-Гребницким «у перевала в Тоготуй». В этом анализе (Тетяев, 1918, с. 48) указано необычно высокое содержание ZrO_2 (1,11%). Возможно, что за двуокись циркония химиком-аналитиком была принята пятиокись ниобия. В этом случае расчет анализа приводит к формуле $(Fe_{0,80}Mn_{0,17})_{0,97}[(W_{0,94}Nb_{0,01}Si_{0,05})_{1,00}O_4] + 0,5\%\ SiO_2$.

По времени кристаллизации вольфрамит предшествует рудоносному серому кварцу и топазу, но, по-видимому, выделяется позже акцессорного берилла и жильбертита оторочки. В свою очередь, вольфрамит в какой-то степени замещается пиритом, кристаллики которого обычно находятся в пустотелых псевдоморфозах, остающихся после выщелачивания обломков вольфрамита из кварца.

Пирит

Пирит довольно широко распространен и в околожильных грейзенах, и в рудных жилах Малого Соктуя. В грейзене он выполняет друзовые полости или слагает мономинеральные прожилки или скопления, секущие грейзен. В полостях он нередко представлен кубическими кристаллами с большим или меньшим развитием граней октаэдра. В друзовых пустотах рудных жил пирит в виде корочек и щеток, сложенных мелкими пентагон-додекаэдрическими кристалликами, покрывает друзовидный кварц. В последнем случае пирит образовался в условиях резкого пересыщения минералообразующего раствора.

Часть II

ЦЕНТРАЛЬНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ. РАЙОН АГИНСКОГО ПАЛЕОЗОЙСКОГО ПОЛЯ

ГЛАВА I

КРАТКИЙ ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК АГИНСКОГО ПОЛЯ

Агинское поле, к которому территориально приурочены вольфрамитовые месторождения нескольких рудных узлов, охватывает юго-западную часть Центрального оловянно-вольфрамового пояса, выделенного С. С. Смирновым (1932) в его металлогенической схеме Восточного Забайкалья. Оно тянется от предгорий Даурского хребта на западе до Тургинской впадины на востоке и от р. Ингоды на севере к государственной границе с Монгольской Народной Республикой.

Территорию Агинского поля в значительной ее части слагают немые толщи песчано-сланцевых пород, относимых к палеозою. Довольно однообразный состав этих пород, редкие находки скудной ископаемой фауны, плохая обнаженность и метаморфизм явились причинами того, что стратиграфия этого обширного района и сейчас разработана лишь в самых общих чертах.

Агинское поле издавна привлекало внимание исследователей. Уже в работе А. Д. Озерского (1867) сообщалось о находках «волчеца» (вольфрамита) в граните Агинских гор и «амазонского камня» в Агинской степи. В 1896 г. А. П. Герасимов, проводя исследования вдоль намечавшейся трассы Великого Сибирского пути, впервые дал геологическое описание района р. Аги. В 1926—1929 гг. Ю. М. Шейнман составил геологическую карту района слияния рек Онона и Ингоды, охватив северную часть Агинского поля. В это же время (1929 г.) М. М. Тетяев и П. И. Налетов дали описание междуречья Ингоды и Аги. В 1931 г. Р. Н. Руднев и В. И. Беспалова исследовали междуречье Аги и Онона. Распространенная здесь немая песчано-сланцевая толща по степени ее метаморфизма была разделена на три свиты. Эти же исследователи обнаружили выходы гранитов в хр. Хангилай-Шилы. В 1934 г. Н. А. Флоренсов закартировал территорию верховьев р. Аги и также разделил песчано-сланцевую толщу на три свиты (снизу вверх): ононскую, мотойтуйскую и агинскую. Значительная часть этих образований Н. А. Флоренсовым относилась к девонскому времени.

Интересна и поучительна история открытия Спокойнинского рудного узла с богатым редкометальным оруденением. В 1938—1939 гг. Т. Н. Бавловской в хр. Хангилай-Шилы были открыты коренные месторождения и россыпи вольфрамо-оловянных руд и в их числе месторождения Спокойнинское, Зун-Килькинда, Барун-Килькинда, Ферберитовое и др. Геологическая съемка, проведенная в 1940 г. в этом районе А. А. Локерманом, а в 1944 г. М. В. Заниным, подготовила ряд новых

открытий. В 1944 г. М. Е. Привалов в 4 км к северо-востоку от Спокойнинского открыл оловянно-вольфрамовое рудопроявление, названное впоследствии в его честь Приваловским. В 1946 г. И. А. Пехтеревым в пади Увальная открыто месторождение касситерита Увальное. В 1949 г. месторождения Спокойнинское, Увальное и Приваловское изучались И. Ф. Григорьевым и Е. И. Доломановой. Они дали геологическое описание района месторождений, их минералогии и генезиса. Граниты, с которыми связаны эти месторождения, названные исследователи отождествляли с мезозойскими гранитами Кукульбея. В 1954—1955 гг. в районе Спокойнинского работала партия под руководством А. В. Дружинина. Ей удалось осуществить геологоструктурную съемку площади названных месторождений в крупном масштабе. В 1955—1957 гг. С. А. Иванов и Ю. А. Сипарова, проводя съемку в бассейне р. Аги, установили возраст свит ононской (S on), могойтуйской (D mg) и Агинской (D_3—C_1) и выделили заткульскую (D_3—C_1) свиту. Гранитоидные интрузии и связанные с ними дайки этими исследователями отнесены к предверхнеюрскому и верхнеюрскому возрасту. В 1956 г. А. А. Беус и А. А. Ситнин в Спокойнинском массиве открыли богатое редкометальное оруденение. Таким образом, с момента открытия месторождения до выяснения его подлинной минерально-промышленной значимости прошло почти два десятилетия!

История открытия других месторождений вольфрамита, приуроченных к Агинскому полю, будет дана при описании соответствующих месторождений. Что касается месторождения Спокойнинского, то минералогия его наиболее полно изучена под руководством автора в 1961—1965 гг. аспиранткой Л. Ф. Сырицо. Результаты этой работы в виде кандидатской диссертации защищены в 1965 г. и опубликованы в ряде статей (Сырицо, 1963; Сырицо, Иванова, 1963; Сырицо, Черник, 1965; Барабанов, Сырицо, 1966; Сырицо, 1967, и др.).

Разрез пород Агинского палеозойского поля (по данным Арсеньева, Буффа, Лейтеса, 1958), выглядит следующим образом.

1. Нижняя, кулундинская, свита сложена монотонной пачкой зеленых метаморфических пара- и ортоэпидотовых, хлоритовых, актинолитовых, хлоритово-кварцевых, серицит-хлорит-эпидотовых и других сланцев с подчиненными прослоями и линзами карбонатных пород и метаморфизованных песчаников. Видимая мощность кулундинской свиты 2000 м.

2. Вышележащая ононская свита представлена слюдисто-кварцевыми, актинолитовыми, хлоритовыми, глинистыми и другими сланцами, переслаивающимися с метаморфизованными аркозовыми и полимиктовыми песчаниками и вторичными кварцитами. Мощность свиты до 2000 м.

3. Могойтуйская свита покрывает ононскую свиту стратиграфически несогласно. В основании сложена базальными среднегалечными конгломератами, сменяющимися вверх мелкогалечными и гравийными конгломератами, затем крупнозернистыми песчаниками, содержащими прослои сланцев, часть которых представляют собой метаморфизованные эффузивы и туфы. Мощность таких прослоев не превышает 15—20 м.

4. Самая верхняя свита названа агинской. Не исключено, что она близка по возрасту к могойтуйской свите. В составе агинской свиты главную роль играют массивные и слоистые песчаники при резко подчиненном значении глинистых и серицит-эпидотовых сланцев. Возраст агинской свиты, по Н. В. Шталь, — P_1.

Мощности могойтуйской и агинской свит достигают первых тысяч метров.

Породы агинской свиты распространены главным образом в юго-западной части Агинского поля и в верховьях р. Аги. Ононская свита развита в юго-восточной и в средней частях поля. Могойтуйская свита распространена в северо-восточной части Агинского района между реками Цаган-Чалотуй и Могойтуй.

Определение возраста названных свит палеозойской толщи обычно проводится путем сравнения их литологического состава с фаунистически охарактеризованными толщами соседних районов. При этом различными авторами возраст свит трактуется по-разному. Так, Ю. М. Шейнман породы ононской метаморфической толщи относит к нижнему палеозою. Н. В. Шталь ононскую свиту относит к среднему палеозою (D_3—C_1), усматривая близость ее к соответствующим породам Борзинского района, а С. А. Иванов относит ононскую свиту даже к силуру.

Границы Агинского поля всюду тектонические. На севере песчано-сланцевая толща имеет тектонический контакт с породами триаса. Этот контакт представлен относительно пологим надвиговым швом, имеющим падение на юг. На северо-востоке сланцевое поле ограничивается тектонической депрессией северо-западного простирания. На востоке молодые образования юрского возраста отделены от пород Агинского поля разломом, в зоне которого развиты кварцевые порфиры мезозойского возраста. На западной границе Агинского поля также широко развиты разломы, они отделяют его от Даурского хребта, сложенного преимущественно гранитоидами.

Весьма дискуссионным остается и тектоническая история Агинского палеозойского поля. Д. С. Соколовой (1940) и И. С. Валицкой (1940) высказано представление о том, что Агинское поле — жесткий массив палеозойского возраста, не покрывавшийся морем в течение всего мезозойского времени. Эта точка зрения получила широкое распространение и была поддержана Н. А. Флоренсовым, Б. А. Ивановым, А. А. Якжиным (1955). По мнению названных исследователей, в пользу идеи об Агинском поле как о жесткой древней структуре свидетельствуют:

1) отсутствие в пределах Агинского поля мощных мезозойских отложений;

2) различная ориентировка складчатых структур палеозоя, развитых в пределах Агинского поля, и складчатых структур мезозойских толщ, окаймляющих Агинское поднятие;

3) приуроченность в пределах поля проявлений мезозойского магматизма и рудной минерализации к линиям разрывных нарушений.

М. М. Тетяев, однако, считал, что в пределах Агинского поля имело место поднятие осей складчатых структур мезозойского возраста. Вследствие этого мезозойские отложения были нацело смыты. Мнение М. М. Тетяева было поддержано С. С. Смирновым (1944) и И. В. Лучицким (1944, 1950), полагавшими, что мезозойские структуры продолжаются в области Агинского поднятия.

В настоящее время большинство геологов считает, что Агинский район развивался в течение длительного периода времени. С варисским циклом связано образование основной складчатости и интенсивный метаморфизм песчано-сланцевых пород, условно отнесенных к среднему палеозою. С конца палеозоя геосинклинальные условия сменились платформенными, Агинское сланцевое поле было превращено в жесткий массив, реагировавший на дальнейшие тектонические подвижки слабыми смятиями и дизъюнктивными дислокациями. И в этом отношении оно напоминало небольшую внутреннюю платформу. Наибольшее развитие в ней получили зоны разломов меридионального направления, ко-

торые использовались герцинскими интрузиями. Последующий киммерийский тектогенез носил преимущественно глыбовый характер, происходило дальнейшее развитие ранее заложенных структур. В этот период наиболее четко проявились широтные и северо-восточные нарушения, по которым внедрились молодые интрузии, несущие оруденение.

Таким образом, в пределах Агинского поля наблюдается разделение разновозрастных структур и по характеру (складчатые, разрывные), и по их ориентировке (меридиональные, северо-восточные). Молодые мезозойские структуры секут меридионально ориентированные древние варисциды, сохраняя северо-восточное направление, присущее большинству мезозойских структур Забайкалья.

Характерной чертой Агинского поля является сравнительно небольшое распространение интрузий, занимающих 20—25% площади поля. В то же время в соседних районах, граничащих с Агинским полем, варисские и мезозойские интрузии распространены достаточно широко. Однако нельзя не заметить, что приблизительно 30% территории Агинского поля закрыто четвертичными отложениями. Поэтому возможно, что истинное распространение интрузии здесь несколько иное.

Вопрос о возрасте интрузий Агинского поля в настоящее время остается дискуссионным. Наиболее ранними проявлениями магматизма, вероятно, можно считать излияние лав и накопление туфов спилито-кератофировой формации, входящих в состав ононской толщи (силур — верхний девон). Эффузивы эти образуют пластообразные тела мощностью до нескольких десятков метров и прослеживаются на значительных расстояниях. Породы, слагающие эти тела, претерпели метаморфизм и превращены в эпидот-хлорит-альбитовые, эпидот-актинолит-альбитовые и другие сланцы. Минеральный состав отвечает метаморфической фации зеленых сланцев.

Среди интрузивных пород Агинского поля в возрастном отношении более или менее определенно выделяются лишь сильно катаклизированные гранитоиды. На их размытой поверхности залегают конгломераты и песчаники с фауной нижней перми, т. е. гранитоиды относятся к герцинскому тектоно-магматическому циклу. Палеозойские гранитоиды занимают обширные пространства вдоль северных и восточных границ Агинского поднятия, продолжаясь в район Борщовочного хребта, и в виде сравнительно небольших выступов прослеживаются в Оловяннинском районе и близ Шерловой Горы. Согласно О. Д. Левицкому (1939), наиболее распространенными среди них являются представители гранодиоритового и плагиогранитового рядов. В пределах Агинского сланцевого поля оруденения, связанного с палеозойскими гранитоидами, не отмечается.

Наибольший интерес в этом отношении представляют мезозойские гранитоиды, так как с ними здесь связывается редкометальное оруденение. Мезозойские гранитоиды распространены здесь в виде небольших редких тел, приуроченных либо к мезозойским надвигам, либо к мезозойским ослабленным зонам, наложенным на более древние структуры. Мезозойские гранитоиды Агинского поля по аналогии с соседними районами являются образованиями средне-верхнеюрскими.

В составе магматических пород юрского возраста на территории Агинского поднятия Н. В. Шталь выделяет две группы, соответствующие цаганолуевскому и кукульбейскому комплексам. Породы цаганолуевского комплекса представлены обычно биотитовыми лейкократовыми гранитами, порфировидными и пегматоидными, аляскитами, аплитами и пегматитами. Отличительными особенностями их, по Н. В. Шталь, являются мигматизация и гранитизация вмещающих пород, обилие

пегматитов и почти полное отсутствие кварцевых жил. С интрузиями этой группы пород связано редкометальное оруденение пегматитового типа.

Интрузии кукульбейского комплекса близки по возрасту, петрохимическим и металлогеническим особенностям, но отличаются меньшей глубинностью формирования. В составе их выделяются интрузии кислых лейкократовых биотитовых гранитов (порфировидных, реже равномернозернистых), аляскитов, аплитов, пегматитов, а также породы контаминированных краевых фаций гранодиоритового состава. Для интрузии кукульбейского комплекса характерна оловянно-вольфрамовая минерализация. Возраст кукульбейских интрузий определяется тем, что они прорывают фаунистически охарактеризованные нижне-среднеюрские отложения и на них трансгрессивно залегает вулканогенная толща верхней юры (Шталь, 1958). Большинство интрузий, распространенных на площади Агинского поля, является интрузиями кукульбейского типа, несущими редкометальное оруденение.

И. Ф. Григорьев и Е. И. Доломанова в пределах Агинского рудного района выделяют ряд рудных узлов, пространственно и генетически связанных с отдельными гранитными массивами мезозойского возраста. Наиболее крупными из них являются:

1) Хангилай-Шилинский рудный узел с месторождениями Орловское, Спокойнинское, Увальное, Приваловское, Зун-Килькинда, Барун-Килькинда и др.;

2) Дурулгуевский рудный узел с месторождениями Ангатуй, Дедова Гора, Куранжа, Ималка и др.;

3) Дульдургинский рудный узел с месторождениями Зун-Ундур, Барун-Ундур, Дурдульга;

4) Ононский рудный узел с Мало-Кулиндинским и Ононским месторождениями;

5) Шерловогорский рудный узел с крупным многостадийным комплексным месторождением Шерловая Гора.

К этому перечню следует добавить Барун-Шивеинское рудное поле, расположенное на южном склоне Могойтуйского хребта, в 25 км к северо-востоку от ст. Могойтуй Забайкальской железной дороги.

ГЛАВА II

ШЕРЛОВАЯ ГОРА

Шерловогорское месторождение вольфрамовых, висмутовых, оловянных руд и самоцветов находится в Восточном Забайкалье, в Читинской области. Шерловая Гора состоит из пяти сопок — Высокой, Мелехинской, Обвинской, Лукавой, Большой, которые расположены полуцирком, обращенным на юго-восток. Сопки сложены интрузивными и экструзивными образованиями. Северные склоны Шерловой Горы покрыты мощным чехлом осадочных пород и залесены. Южные склоны открыты и прорезаны падями — руслами временных потоков. К югу от Шерловой Горы тянется цепь возвышенностей с причудливым очертанием вершин — гранитных останцов массива Адун-Чилон («Табун Камней»). В настоящее время считается, что Шерловая Гора и хребты Адун-Чилона — выступы одного большого интрузивного тела, лежащего в толще палеозойских пород. Межгорные впадины заполнены песчано-глинистыми породами юрского и третичного возраста.

1. КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ОСВОЕНИЯ

В 1723 г. нерчинский житель Гурков открыл цветные камни на горе Тутхалтуй (Кулибин, 1829). Известно, что Бергколлегия наградила Гуркова за его открытие пятью рублями. Длинные голубовато-зеленые кристаллы аквамарина, так называемые шерлы — желтоватые тяжеловесы и дымчатые кварцы привлекли внимание местных старателей. Ямами и закопушками безвестных горщиков стали покрываться южные, лишенные леса склоны Тутхалтуйской горы.

До 1788 г. месторождение находилось в ведении Иркутского губернатора. В 1788 г. оно было передано Горному управлению. Последнее переименовало гору Тутхалтуй в Шерловую Гору. С этих пор она известна в литературе под таким названием.

Двести лет на Шерловой Горе с переменным успехом добывались только самоцветы. Золотистые бериллы Золотого отрога, светло-зеленые аквамарины Куцаньи, голубовато-зеленые и желто-зеленые аквамарины сопки Лукавой, светло-зеленые аквамарины сопки Обвинской, зеленые аквамарины сопки Мелехинской и, наконец, светло-синие аквамарины Карамышевского отрога вместе с белыми или желтоватыми топазами, попадавшимися в разных местах, уже к середине прошлого века создали мировую славу Шерловой Горе.

Самая крупная добыча самоцветов в XVIII в. была осуществлена в 1796 г., когда было извлечено более 80 кг ювелирных аквамаринов. Весьма обильными были 1810 и 1819 гг., в кои добывалось свыше 180 кг

одних бериллов. О масштабах старательских работ, производившихся здесь еще сто лет назад, можно судить по словам очевидца — коллежского советника В. Титова (1855). Он писал: «На Золотом отроге более 200 обвалившихся шурфов, ям, шахт и разрезов, так что вся площадь горы буквально разрыта; глубина некоторых работ простиралась до 11 сажень... Обвинская гора совершенно изрыта сплошными ямами и разрезами, число которых простирается более 1000...».

Но Шерловая Гора была издавна известна и другими минералами. Имеется, например, указание о том, что вольфрамит «из Адун-Чилона» был открыт еще в 1788 г. (Либман, 1939). В. М. Севергин (1813) сообщал, что в горах по Онону вместе с аквамаринами, топазами и другими минералами встречаются «волчец» и «мышьячный колчедан». Спустя восемь лет в посмертных записках А. И. Карамышева (1821) упоминается шахта на Шерловой Горе, из которой «добыто было очень много свинцовой руды и несколько лучших аквамариновых щеток. Здесь были также открыты и оловянные руды» (с. 88).

А. И. Кулибин — правитель канцелярии начальника Нерчинских заводов, о котором его современник Н. Щеглов писал: «Желательно, чтобы в обширной и богатой минеральными произведениями Сибири было поболее столь просвещенных и ревностных минералогов, каков г. Кулибин», — в двух крупных монографических работах (Кулибин, 1827, 1829) указывал, что в эти годы гора Тутхалтуй (Шерловая Гора. — *В. Б.*) оставалась единственным месторождением топазов в Нерчинских заводах. Кроме топазов здесь встречались бериллы, разноцветные флюориты, самородный висмут, дымчатый кварц, темно-зеленая слюда, а также «железистый волчец (вольфрамит. — *В. Б.*), простой и мышьяковый колчеданы, сернистая молибдена, висмутовый блеск (?) и висмутовая охра» (с. 363).

Шихтмейстер А. Таскин (1829), обследовавший долину Онон-Борзи по заданию и. д. начальника Нерчинских заводов в связи с поисками золотых россыпей и других полезных ископаемых, посетил Шерловую Гору почти одновременно с А. И. Кулибиным. А. Таскин считал, что хотя шерловогорские самоцветные копи далеко еще не истощены, следовало бы уже приступить к изучению Адун-Чилонского кряжа и его полезных ископаемых, ибо шерловогорские и адунчилонские граниты, по его мнению, «составляют одну непрерывную толщу, обнаруженную на оконечностях и закрытую на середине» (1829, с. 172).

Описания Шерловогорских месторождений, сделанные А. И. Кулибиным и А. Таскиным с большой достоверностью, что отмечали их современники (Кованько, 1850; Кокшаров, 1866), и несколько упомянутых нами ранее заметок оставались до пятидесятых годов XIX в. единственными материалами по геологии и минералогии этих мест.

В 1855 г. была опубликована большая работа о месторождениях цветных камней в Забайкалье — В. Титова. В ней имеется указание об открытии «не более трех или четырех лет тому назад» «богатейших» месторождений цветных камней в Адун-Чилоне, обнаруженных «уже по меньшей мере в 30 местах» этого горного кряжа.

К этому времени работы на Шерловой Горе были резко сокращены. На Золотом отроге прекратилась добыча золотистых топазов и бериллов, так как следы их «в настоящее время совершенно исчезли», — писал В. Титов. На Куцанье, где «в прошедшие годы производились главные казенные выработки, преследовались жилы светло-зеленых аквамаринов и белых тяжеловесов», работы пришлось также приостановить, так как «по мере углубления ортов до 14 и более сажен (около 30 м. — *В. Б.*) и эти месторождения истощились». «Хотя в окружающих горах

и были выбиты шурфы, но цветных камней в них не найдено», — указывал далее В. Титов.

Так в середине прошлого века, после статридцатилетней эксплуатации, слава Шерловой Горы как месторождения цветных камней впервые померкла (Реутовский, 1905).

В известном труде С. Куторги (1858, с. 10) о Шерловой Горе говорилось: «Прииск этот сейчас истощился». Однако крупные партии самоцветов, добытые на Шерловой Горе в более позднее время, опровергают версию об «истощении» Шерловогорских месторождений к середине XIX в.

Интерес к этому месторождению в середине прошлого века уменьшился, по-видимому, по другим причинам. В числе таковых следует прежде всего назвать открытие в 1830 г. богатых золотоносных россыпей на Шилке (Герасимов, 1896), которые отвлекли большое количество рабочей силы. Немалую роль сыграло также открытие в 1840 г. в Борщовочном кряже месторождений топазов (Сущинский, 1925) и к 1850 г. месторождений самоцветов Адун-Чилона (Титов, 1855). По этому поводу М. Герасимов (1896, с. 121) указывал: «Со времени развития в Нерчинском округе золотого промысла поиск и добыча цветных камней и минералов постепенно уменьшились, хотя они сохраняют и поныне свое историческое значение».

Немаловажными причинами, вызвавшими ослабление интереса к самоцветам Шерловой Горы, следует считать, по-видимому, и особенности залегания четковидных топазово-аквамариновых жил, затруднявших примитивные старательские работы, а также частую замутненность и трещиноватость кристаллов топаза и аквамарина. Последнее обстоятельство будет нами подробно рассмотрено ниже.

В конце прошлого века центром добычи самоцветов в Забайкалье становится Борщовочный кряж (Герасимов, 1896).

Последние годы XIX в. Шерловая Гора, вероятно, не эксплуатировалась, так как посетивший ее И. А. Корзухин (1899) отмечает, что все выработки на ней заброшены и обвалились. Однако появившаяся в эти годы потребность в вольфраме, который в России еще не добывался, заставила обратить внимание геологов на Шерловую Гору как на возможное месторождение вольфрамита. Этот минерал, как отмечалось выше, на Шерловой Горе был известен давно, и уже к 1869 г. в литературе имелись данные химического и гониометрического исследований «адунчилонского» вольфрамита (Бек, Тейх, 1869). Для последнего В. Бек и Н. Тейх сделали 4 химических анализа, а Г. Еремеев определил простые формы кристаллов.

И. А. Корзухин (1899, с. 20), осмотревший оловянные и вольфрамовые месторождения по Онону, пришел к выводу, что «вольфрамит в хребте Адун-Чилон встречается, по-видимому, в весьма больших количествах». Можно думать, что именно это заключение и явилось основанием для постановки здесь разведочных работ на вольфрамит. В первом десятилетии XX в. эти работы велись французскими инженерами (Тетяев, 1918).

В. С. Реутовский (1905) писал о Шерловой Горе: «Разведками в 1901 г. найдено, что месторождение представляет шток анормального гранита с вкрапленными мелкими кристаллами вольфрамита. По слухам, существует целая жила волчеца, которая, однако, не найдена; вольфрамит же в чистом виде (70% $FeWO_4$) и в большом количестве находится в отвалах самой большой старинной выработки».

Так с начала нашего века Шерловая Гора становится известной в литературе как месторождение вольфрамита.

Неудачно поставленные разведки на вольфрамит, однако, не дали положительных результатов, и месторождение было заброшено до первой мировой войны. Известно, что в 1914 г. на Шерловой Горе еще никаких работ не производилось (Сущинский, 1918).

Начавшаяся война потребовала большое количество вольфрамовых руд, ранее в стране не добывавшихся. В 1915 г. из отвалов Миллионной ямы старателями было намыто около 10 пудов вольфрамитового шлиха. Это позволило концессионерам в 1916 г. приступить к усиленной добыче вольфрамита (Тетяев, 1918).

Комиссия сырья Академии наук, заслушав в январе 1916 г. доклад П. П. Сущинского о вольфрамовых месторождениях Забайкалья, приняла решение о форсировании исследовательских и старательских работ в Забайкалье (Ферсман, 1916). Геолком летом 1916 г. направил для осмотра вольфрамитовых месторождений Забайкалья своих геологов — М. М. Тетяева, С. А. Докторовича-Гребницкого и А. В. Гогунцова. Последний составил карту жил Шерловой Горы и сделал важный вывод о том, что источником вольфрамитовых и висмутовых руд является кварцево-топазовая порода, сопровождающая жилы (Гогунцов, 1919). Что касается самих жил, то А. В. Гогунцов считал их закономерно расположенными и выдержанными образованиями, минералогический состав которых, однако, не постоянен. Грейзеновые зоны в граните А. В. Гогунцов объяснял пологим залеганием рудных жил на склоне горы.

В результате проявленного к Шерловой Горе интереса уже в 1917 г. на ней добывалось вольфрамита в 2,5 раза больше, чем на Букукинском вольфрамовом месторождении (Мейстер, 1917).

В 1915 г. П. П. Сущинский почти через 100 лет после указания А. И. Карамышева «открыл» на Шерловой Горе касситерит (Сущинский, 1917). К 1917 г. К. А. Ненадкевич выяснил, что висмутовые минералы Шерловой Горы представлены самородным висмутом и базовисмутитом. Таким образом, перед революцией Шерловая Гора была известна уже многими полезными ископаемыми.

Революция, годы гражданской войны, иностранная интервенция на Дальнем Востоке — все это надолго задержало освоение природных богатств месторождения. Лишь после десятилетнего перерыва, в 1928 г., здесь начались геологоразведочные работы. Они проводились партией под руководством А. К. Болдырева. В состав партии входили Я. А. Луи, Г. В. Холмов, О. Д. Левицкий, А. М. Болдырева и др. В первый же год работы партией были открыты россыпи ферберита и касситерита с промышленным содержанием концентрата. Г. В. Холмов (1929) дал превосходное для своего времени описание пород Шерловой Горы.

А. К. Болдырев писал: «Долгое время Шерловая Гора была известна лишь как месторождение цветных камней — аквамаринов и частью топазов. Примерно с 1914 г. на нее было обращено внимание как на месторождение вольфрамитовых и частью висмутовых руд. Наши исследования показали, что к этим трем полезным ископаемым следует добавить оловянные руды» (Болдырев, 1928).

Результаты исследований Шерловой Горы под руководством А. К. Болдырева трудно переоценить. В условиях, когда в стране своего олова еще не добывалось, эти исследования доказали оловоносность для всего шерловогорского массива. Это важное заключение, солидно аргументированное фактами, по сути дела подготовило открытие Н. В. Ионины в 1930 г. коренного касситеритового оруденения сопки Большой. К сожалению, и после этих открытий процесс освоения полезных ископаемых Шерловой Горы шел недопустимо медленно (Ионин, 1932)

и лишь с 1936 г. здесь началась добыча олова (Ясюкевич, Чумарев, 1936).

В последние десятилетия на Шерловой Горе проведены многочисленные исследования геологии, структуры рудного поля, минералогии, геохимии и особенностей локализации оловорудного и редкометального оруденения. Большинство этих исследований имеет характер производственных отчетов, выполненных научно-исследовательскими организациями по договорам с Шерловогорским горнообогатительным комбинатом. Они находятся в фондах Шерловогорского ГОК. Опубликованные в печати работы использованы в настоящей книге, и библиография их приведена в перечне использованной литературы.

После обобщающей работы О. Д. Левицкого (1939) Шерловая Гора изучалась в течение многих лет главным геологом комбината П. Т. Беловым (1938—1968 гг.) и целой армией исследователей, среди которых следует назвать: В. Д. Туганского (1938—1941 гг.), Е. И. Савенкову (1941—1947 гг.), А. Д. Масленникова (1942—1947 гг.), В. Н. Носова (1948—1951 гг.), Г. М. Сластушенского (1946—1947 гг.), Ф. В. Чухрова и Н. Н. Смольянинову (1947—1948 гг.), А. Г. Теремецкую (1947—1948 гг.), В. И. Педино (1954 г.), В. А. Гущина (1953—1968 гг.), Д. О. Онтоева (1948—1958 гг.), И. Ф. Григорьева и Е. И. Доломанову (1958—1963 гг.), В. В. Аристова, М. Г. Петрова, В. Н. Королева (1957—1961 гг.).

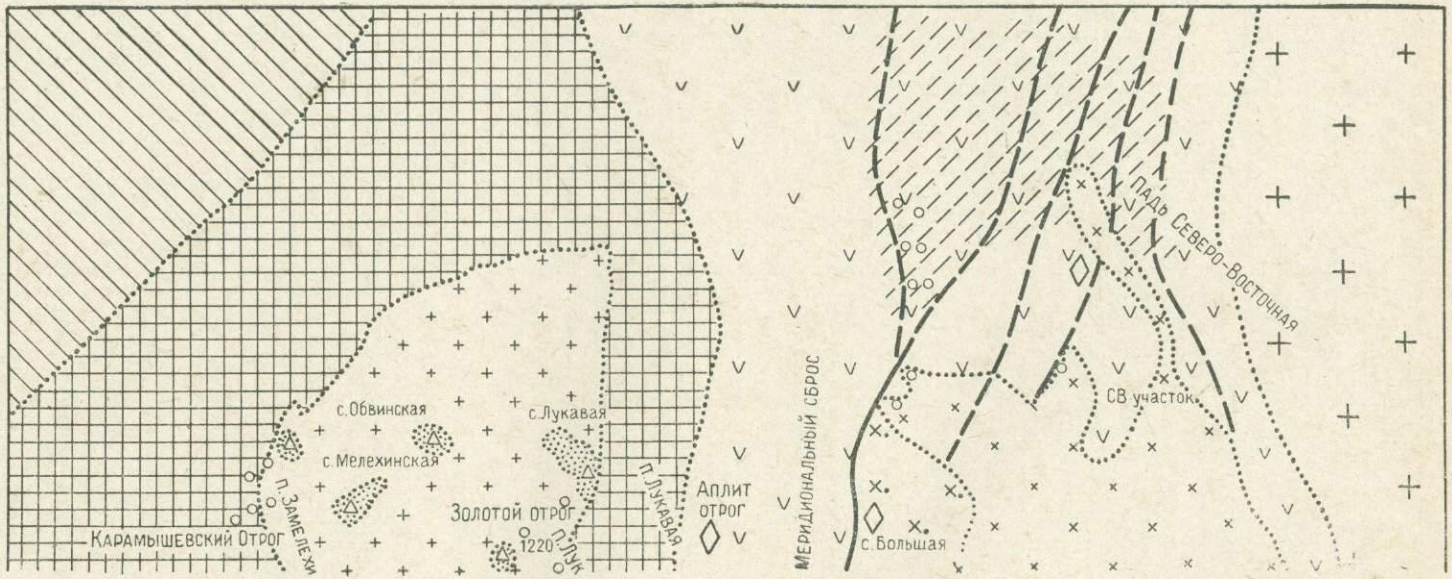
Начиная с 1951 г. Шерловая Гора изучается автором, которому удалось посетить ее со своими помощниками в 1951, 1953, 1956, 1962, 1963, 1968 гг. В обработке собранного обширного коллекционного материала, кроме автора, приняли участие А. Серебрицкий, Л. Ступкина, И. Саминина, Г. Тцшорн, В. Коровина, Ю. Геллер. Результаты этой работы были лишь частично опубликованы (Барабанов, Ступкина, 1955; Барабанов, 1959, 1969а).

В 1962—1967 гг. касситеритовое оруденение Шерловой Горы под руководством автора изучалось аспирантом Г. Н. Гончаровым. Работу финансировал Шерловогорский ГОК. Она была с высокой оценкой принята заказчиком и в качестве кандидатской диссертации защищена Г. Н. Гончаровым в 1968 г. в Ленинградском университете. Результаты этой детальной минералого-геохимической работы еще не опубликованы и в данном очерке не использованы. Автор надеется, что эта очень интересная работа Г. Н. Гончарова в недалеком будущем увидит свет.

В настоящее время Шерловая Гора представляет собой крупнейшее в Советском Союзе оловодобывающее предприятие. Объектом добычи является касситерит коренных пород сопки Большой и россыпей отдельных падей. Вольфрамит здесь уже давно не добывается, однако богатая событиями история минералообразования на этом месторождении и перспективы комплексного использования его руд побудили нас дать описание минералогии рудных жил гранитного массива Шерловой Горы — одного из интереснейших минеральных месторождений мира.

2. КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Шерловогорское месторождение расположено в краевой части Агинского палеозойского поля, образующего здесь своеобразный антиклинальный выступ в мезозойской геосинклинальной зоне. Как уже отмечалось, оно приурочено к гранитной интрузии мезозойского возраста. Интрузия эта локализована в зоне сочленения нескольких разломов, развитых в зоне изгиба контакта герцинских габбро-диоритов с песчано-сланцевой толщей нижнего карбона. Каменноугольные толщи и являются вмещающими породами шерловогорских интрузий.


с.Обвинская
с.Лукавая
с.Мелехинская
Карамышевский Отрог
Золотой отрог
1220
п.Замелехи
п.Лукавая
Аплит
отрог
Меридиональный сброс
Падь Северо-Восточная
СВ участок
с.Большая

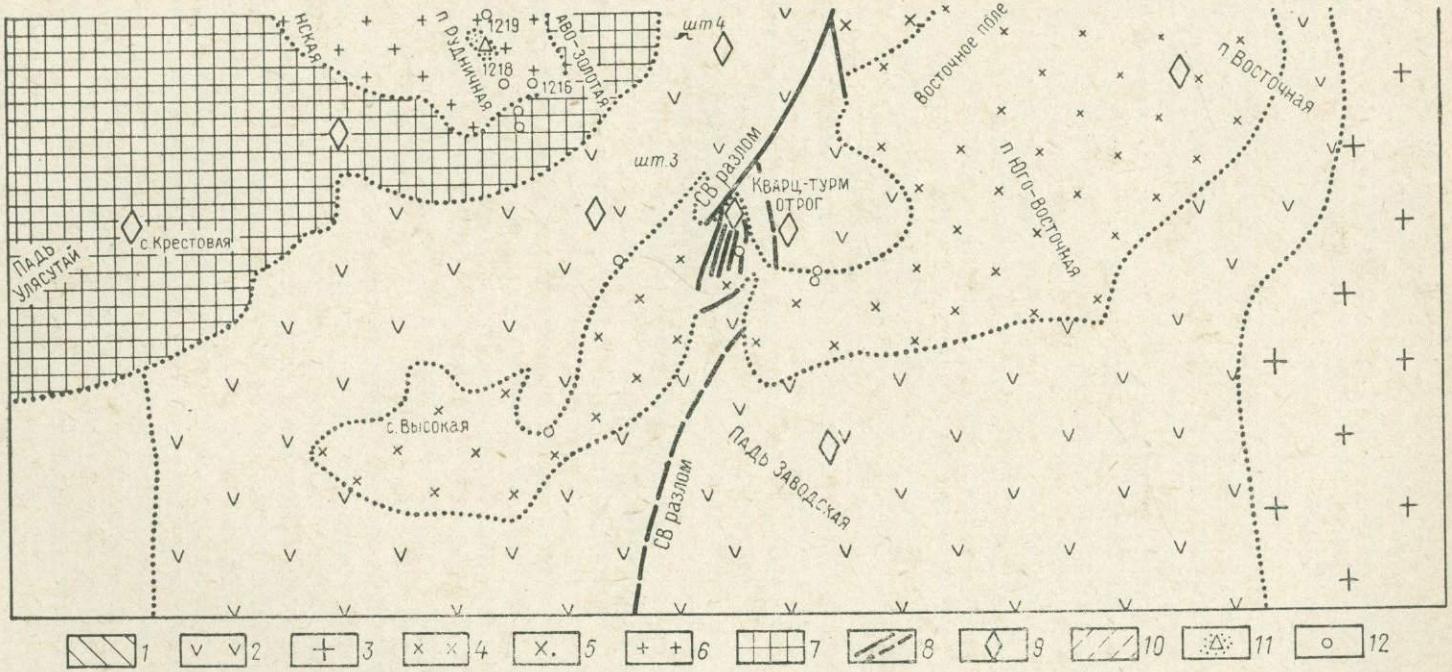


Рис. 32. Геологическая карта Шерловой Горы и ее окрестностей. Составили О. Д. Левицкий и Ф. В. Козлов, дополнил П. Т. Белов, 1960 г.

1 — сланцы и песчаники D_3—C_1; *2* — порфириты диоритового состава с интрузиями плагиогранитов Pz; *3* — плагиограниты палеозоя; *4* — кварцевые порфиры J_3—Cr_1; *5* - туфы кварцевых порфиров J_3—Cr_1; *6* — граниты мезозоя γ_3; *7* — роговики; *8* — линии тектонических нарушений; *9* — касситерит; *10* — зона серпентинизации; *11* — грейзены по гранитам; *12* — буровые скважины.

По данным В. В. Аристова, М. Г. Петровой, Б. Н. Королева, П. Т. Белова и В. А. Гущина (Структура..., 1961), геологическое строение Шерловогорского гранитного интрузива представляется следующим образом. Наиболее изученная южная часть Шерловогорской интрузии сложена, как это видно из приведенной геологической карты-схемы (рис. 32), крупнозернистыми порфировидными гранитами, гранит-порфирами и аплитовидными гранит-порфирами. Эти породы рассечены трещинами, разломами, зонами дробления и во многих местах интенсивно грейзенизированы. Вмещающие породы нижнекаменноугольной толщи песчаников и сланцы в зоне контакта с гранитоидной интрузией интенсивно изменены и превращены в ороговикованные породы и роговики. Здесь же в зоне экзоконтакта гранитного массива вскрыта эруптивная брекчия, в которой обломки ороговикованных алевролитов и песчаников сцементированы гранит-порфиром. Глубина эрозионного среза Шерловогорского гранитного массива, по-видимому, не превышает 200 м. Об этом говорят часто встречающиеся в гранитах ксенолиты пород кровли.

История формирования гранитной интрузии представляется в следующем виде. В первый этап развития гранитная интрузия проникла в тектонически нарушенную область земной коры, образовавшуюся в зоне соприкосновения герцинских габбро-диоритов с осадочными породами нижнего карбона и на пересечении крупных разрывных нарушений района — почти меридиональных разломов Шерловогорской группы и Северо-западной тектонической зоны. В результате этого начал формироваться сравнительно крупный интрузив порфировидных гранитов. Второй этап характеризовался появлением дополнительной порции магматического расплава, который поднимался вдоль наиболее крутого контакта гранитной залежи и далее проникал в пологую зону контакта с осадочной толщей. Создавалось грибообразное тело гранит-порфиров, пологая часть которого прикрыла ранее раскристаллизовавшийся массив порфировидных гранитов. В процессе формирования в гранит-порфирах возникали складки течения вблизи относительно более жестких выступов порфировидных гранитов. Остывание и кристаллизация гранитных пород сопровождались образованием трещин как в них самих, так и в зоне экзоконтакта интрузива во вмещающей толще. Отдельные трещины, особенно вдоль контактов массива, послужили каналами для проникновения дополнительных порций наиболее подвижной магмы, которая устремилась в высокие части интрузива, создав здесь пологую залежь аплитовидных гранит-порфиров. Эти же породы заполнили трещины в гранитах и гранит-порфирах, а также во вмещающих роговиках, образовав маломощные дайки.

Завершение магматической деятельности сопровождалось проявлением тектонических подвижек, в результате чего подновились более древние разломы, в зоне воздействия которых теперь оказался и Шерловогорский интрузив. В итоге в интрузиве произошло перемещение блоков вдоль Западного разлома и возникли зоны повышенной трещиноватости и нарушений в центре массива и в зоне его восточного эндоконтакта. Эти разрывные нарушения вскрыли более глубокие очаги еще не застывшей магмы, насыщенной летучими и рудными компонентами. Начался процесс образования грейзеновых тел, которые использовали различные элементы структуры интрузива. Заключительный этап истории развития структуры Шерловогорского интрузива выразился в возобновлении тектонических напряжений; последние привели к образованию новых трещин, которые заполнил затем халцедоновидный кварц.

Многочисленные рудопроявления, приуроченные к Шерловогорскому гранитному массиву, генетически связаны с гранитной интрузией,

создавшей этот массив. Доказательством является не только пространственное положение рудопроявлений, но и присутствие рудных компонентов в породообразующих минералах и в различных текстурно-структурных типах гранитных пород, слагающих Шерловогорский интрузив. Об этом также свидетельствует петрохимический ряд пород интрузива, в котором отмечается нарастание содержаний некоторых минералов и элементов-примесей от гранитов порфировидных к гранит-порфирам и аплитовидным гранит-порфирам и, наконец, к грейзенам и рудным жилам. Подобная закономерность указывает, с одной стороны, на единство источника образования гранитов и оруденения, а с другой — на возможную роль специфической дифференциации гранитной магмы, которую, по В. С. Коптеву-Дворникову (1961), следует назвать эманационной дифференциацией.

Более сложной является геологическая история той части Шерловогорского массива, с которой связано касситеритовое и полиметаллическое оруденение. Здесь, как это видно на геологической схеме всего массива (рис. 32), в районе сопки Большой, в киммерийский магматический цикл на месте пересечения двух крупных тектонических нарушений, расположенных восточнее выхода гранитной интрузии, возник вулкан, который дал субинтрузии, покровы и дайки кварцевых порфиров и фельзитов, туфы и туфобрекчии их. Возрастные взаимоотношения кварцевых порфиров и гранитной интрузии остаются предметом дискуссии.

Важной особенностью Шерловогорского месторождения в целом является формирование его в два этапа, рудообразование в которых пространственно приурочено к различным участкам месторождения. Для первого, раннего, этапа характерно образование редкометального рудопроявления жильного и грейзенового типов с ферберитом, касситеритом, топазом, сидерофиллитом, тяготеющих к гранитному массиву и зонам экзоконтакта. Первый этап прерывается интенсивными тектоническими движениями, в результате которых формировались мощные тектонические нарушения к востоку от гранитной интрузии, вскрывшие незастывшие еще очаги гранитной магмы. Отзвуком этих движений явилось приоткрывание сформировавшихся в первом этапе кварц-топазовых жил в эндоконтактной зоне гранитной интрузии и образование в гранитах слабой трещиноватости северо-восточного простирания, заполненной топазо-сульфидной минерализацией с касситеритом и висмутовыми минералами. Во второй этап происходит формирование оловянно-полиметаллического оруденения, локализующегося в разломах и в интенсивно трещиноватой зоне штокверкового типа в кварцевых порфирах района сопки Большой.

Основная масса редкометальных жил с вольфрамитом залегает в гранит-порфире Шерловой Горы. В связи с этим гранит-порфиры и процессы их грейзенизации были нами изучены несколько более детально. Гранит-порфиры, как это следует из названия, состоят из мелкозернистой массы и порфировых вкрапленников кварца, ортоклаза, альбита и биотита. Вкрапленники кварца имеют размеры до 7 мм в поперечнике, обычно идиоморфных очертаний. Еще Г. В. Холмов (1929) заметил, что во вкрапленниках кварца наблюдается узкая резорбирующая кайма, «по которой разъединенные участки вкрапленника заполнены зернами основной массы». В шлифах видно развитие мусковита по плагиоклазу.

Ортоклаз встречается в более крупных зернах, до 15 мм длиной, которые обладают большим или меньшим идиоморфизмом. Очень часто наблюдается в ортоклазе пертитовая структура, причем вростки альбита находятся примерно в равных соотношениях с ортоклазом. Измерения показателей преломления для ортоклаза дали следующие резуль-

таты: $Np = 1{,}521$; $Nm = 1{,}524$; $Ng = 1{,}526$; $(-)2V = 48°52'$ (по данным Г. В. Холмова). *

Альбит редко встречается в виде идиоморфных вкрапленников и находится в сравнительно подчиненном значении. Г. В. Холмов (1929) указывает на частое обрастание индивидов альбита ортоклазом, что говорит о более раннем выделении альбита. По данным Г. В. Холмова (1929), альбит имеет № 0—5; $(+)2V = 70°$. Наши измерения по спайным выколкам дали № 1—6. Измерения альбита на федоровском столике показали, что мы имеем дело с альбитом № 1—7, сдвойникованным по альбитовому и альбит-карлсбадскому законам. Координаты получены следующие: по альбитовому закону — $Ng - 80°$, $Nm - 15°$, $Np - 82°$; по альбит-карлсбадскому закону — $Ng - 90°$, $Nm - 80°$, $Np - 6°$. Надо отметить, что федоровским методом номер плагиоклаза определяется менее точно, чем иммерсионным.

Таблица 17

Результаты спектрального анализа породообразующих минералов (обр. 1530/56), вес.%

Элемент, окисел	Кварц	Полевые шпаты
Al_2O_3	0,1	0,3
MgO	0,003—0,01	0,03
CaO	0,01—0,03	0,3—1
Fe_2O_3	0,03—0,1	0,1—0,3
Mn	0,001	0,01—0,03
Ni	—	—
Ti	0,01	0,01—0,03
V	—	—
Zr	0,003	0,003
Nb	0,001—0,003	0,001—0,003
Cu	0,001	0,001
Pb	0,001	0,003—0,01
Bi	0,001	—
Sn	—	0,001
Ga	—	0,003
Y	—	0,001
Ba	—	0,03
Na_2O	0,03	3—10
K_2O	—	3—10
Li	—	0,03
Be	0,003—0,01	0,001—0,003

Спектральные анализы породообразующих минералов выполнены в спектральной лаборатории ВСЕГЕИ аналитиком Н. И. Алексеевой (табл. 17). Из анализа видно, что кроме элементов, входящих в формулу (Si, Al, Na, K), присутствуют в заметном количестве Fe, Mn, Ti, Ba, Li. Думается, что Ba и Li замещают отчасти Ca и Na, K. Из других примесей особенно интересно присутствие Be.

Биотит встречается в большинстве случаев в виде скоплений мелких беспорядочно ориентированных чешуек. Он имеет темно-коричневый

* Принято считать, что малый угол оптических осей в полевых шпатах ($2V = 42 \div 54°$) по А. Н. Винчеллу и Г. Винчеллу (1953) соответствуют анортоклазу. Поэтому Г. В. Холмов и назвал калиевый полевой шпат в исследованной им породе именно анортоклазом. Другие исследователи, например О. Д. Левицкий (1939), называют его ортоклазом. Так как под анортоклазом мы обычно понимаем полевой шпат с высоким содержанием альбитового компонента, что в данном случае опровергается результатами иммерсионного исследования, мы вслед за О. Д. Левицким называем описываемый нами калиевый полевой шпат ортоклазом.

цвет. Показатели преломления измерялись с помощью иммерсионного метода. Получены данные: 1) $Ng = 1{,}647$; $Nm = 1{,}643 \div 0{,}002$; $(-)2V = 12° \pm 2°$; 2) $Ng = 1{,}584$; $Nm = 1{,}580 \div 0{,}002$; $(-)2V = 11° \pm 2°$. Плеохроизм сильный: Ng — темно-коричневый, Nm — бледно-желтый. Спектральный анализ биотита дал линии следующих элементов (табл. 18). Кроме элементов, входящих в формулу (K, Mg, Fe, Al, Si), интересно присутствие Ti в большом количестве и сравнительно высокое содержание бериллия по сравнению с другими породообразующими минералами. Биотит является, по-видимому, титанистым.

Таблица 18

Результаты спектрального анализа биотита и мусковита (обр. 1530/56), вес.%

Элемент, окисел	Биотит	Мусковит
SiO_2	3—10	3
Al_2O_3	1	0,3—1
MgO	0,3	0,1—0,3
CaO	0,3—1	0,3—1
Fe_2O_3	3—10	1—3
Mn	0,1—0,3	0,3
Ni	0,001	0,001
Co	—	—
Ti	1—3	0,3—1
V	0,003—0,01	0,003—0,01
Mo	—	0,001
Zr	0,1	0,1
Nb	0,03—0,1	0,01—0,03
Cu	0,001	0,001
Pb	0,003	0,003
Ag	—	—
Zn	0,03	0,03
Sn	0,003	0,003
Ga	0,003—0,01	0,003—0,01
Y	0,003—0,01	0,01—0,03
La	0,03	—
Sr	—	0,01—0,03
Ba	0,03	0,03
Na_2O	0,1—0,3	0,1—0,3
K_2O	1—3	1—3
Li	0,03—0,1	0,03
Sc	0,001—0,003	0,001—0,003
Be	0,003—0,01	0,003

По В. Е. Трегеру (1958) показатели преломления и угол оптических осей говорят о том, что мы имеем дело: 1) с группой лепидомелана и 2) с группой флогопита.

Мусковит встречается в виде мельчайших чешуек, образовавшихся только за счет альбита. Плеохроизмом не обладает. Измерены показатели преломления и угол оптических осей: $Ng = 1{,}595 \pm 0{,}002$; $Nm = 1{,}591 \pm 0{,}002$; $(-)2V = 36°$. По диаграмме В. Е. Трегера (1958) мусковит маложелезистый, стоит по свойствам близко к фенгиту. Спектральный анализ дал линии элементов, приведенные в табл. 18. Кроме элементов, входящих в формулу (K, Al, Si, Fe, Mg), интересно присутствие Ti, Mo, Sr.

При сравнении спектральных анализов слюд можно видеть следующее: 1) в них в одинаковых количествах содержатся элементы Ca, Mn, V, Zr, Cu, Pb, Ni, Sn, Zn, Ga, Na, Ba, Sc; 2) в биотитах обнару-

жены в повышенном содержании Ti, Be; 3) в мусковитах в повышенном содержании содержатся Y, Sr.

Кварц встречается в виде идиоморфных зерен как во вкрапленниках, так и в главной массе породы. Имеет серый цвет, под бинокуляром — розовый. Это — дымчатый кварц. Н. Е. Веденеева и Л. Г. Ченцева (1952), изучавшие природу окраски дымчатого кварца, пришли к выводу, что окраска вызвана слабо связанными катионами в структурных каналах решетки кварца. Такими катионами они считают Mn^{2+}, Fe^{2+}. Спектральный анализ чисто выделенного кварца дал результаты, приведенные в табл. 17. Рассмотрение спектрального анализа кварца показывает, что особенно интересно присутствие Fe, Mn, Ti, Na, Be. Отметим, что если в кварце обнаружено повышенное содержание Be и присутствие Bi, то в полевых шпатах присутствуют Sn, Ga, Y.

Главная масса гранит-порфира состоит из тех же минералов, какие встречаются во вкрапленниках. Она имеет мелкозернистое, равномернозернистое строение и типичную гранулитовую структуру: зерна кварца идиоморфны по отношению ко всем остальным минеральным выделениям. Среди основной массы встречаются мелкие зерна флюорита, касситерита, циркона. Последний преимущественно выделяется по зернам биотита или около него. Все эти минералы являются результатом постмагматического изменения гранит-порфира.

Г. В. Холмов указывает, что существует отклонение от типичного гранит-порфира в сторону порфировидного гранита и в сторону аплитовидных разностей. В первом случае увеличивается общее количество вкрапленников; при этом зерна ортоклаза увеличиваются в размерах, но теряют резкие границы. Во втором случае гранит становится более равномернозернистым. Химический анализ типичного гранит-порфира производила аналитик Ю. Н. Книпович в лаборатории Геологического комитета, %: SiO_2—73,85; TiO_2—0,08; Al_2O_3—13,80; Fe_2O_3—0,48; FeO—1,35; MnO—0,03; CaO—1,10; MgO — следы; K_2O—5,45; Na_2O — 3,17; Li_2O — 0,06; P_2O_5 — следы; F — 0,12; S — 0,06; SnO_2 — 0,001; As — 0,003; п. п. п. — 0,36; сумма — 100,07; F=O — 0,05; сумма — 100,02; H_2O^- — 0,06; сумма — 99,96.

Числовая характеристика шерловогорского гранит-порфира (по А. Н. Заварицкому): a — 14,7; c — 1,3; b — 1,7; s — 82,3; Q=33,4; (мол. кол. K_2O)/(мол. кол. Na_2O) = 1,1. Числовая характеристика аплитовидного гранита (А. Н. Заварицкий, 1933 г.): a=15,0; c=1,0; b=2,0; s= =82,0; Q= +33,0. Сравнивая анализ гранит-порфира Шерловой Горы с анализом типичного аплитового гранита, приведенного А. Н. Заварицким, можно установить, что они очень близки и шерловогорский гранит отличается лишь большей кислотностью, несколько повышенным содержанием щелочей и меньшим содержанием фемических компонентов.

Порфировидный гранит встречается в периферических частях гранитного массива: на Золотом отроге, на Мелехинской сопке и в районе сопки Лукавой. Он тоже, как гранит-порфир, светло-серого цвета, по составу аналогичен последнему, отличается только более равномернозернистым строением и иногда наблюдающимися переходами от главной массы к вкрапленникам. О. Д. Левицкий (1939) указывает, что на месторождении значительно распространены равномернозернистые граниты. Они встречаются на Золотом отроге, на Мелехинской сопке, особенно на ее восточном склоне. Между всеми видами гранитов существуют постепенные переходы, и обычно бывает трудно установить границы их распространения.

Кроме рудных жил на Шерловой Горе встречаются жильные апли-

товидные породы. Аплиты располагаются главным образом в районе сопки Обвинской. Они представляют собой мелкозернистую породу светло-серого, белого или буроватого цвета. Под микроскопом видно, что состав пород аналогичен главной массе гранит-порфира. Структура гранулитовая: наибольшей степенью идиоморфизма обладает кварц, на втором месте — альбит. Ортоклаз ксеноморфен, его зерна содержат вростки кварца и альбита. Чешуйки биотита очень редки. Во всех аплитах встречаются обычно мелкие зерна флюорита, циркона и касситерита. Иногда в аплитах встречаются участки, где сочетание кварца и ортоклаза напоминает графическую структуру. В работе Г. В. Холмова (1929) приведен анализ аплита, произведенный аналитиком Ю. Н. Книпович в лаборатории Геологического комитета, %: SiO_2 — 77,36; TiO_2 — следы; Al_2O_3 — 13,32; Fe_2O_3 — 0,26; FeO — 0,14; MnO — следы; CaO — 0,70; MgO — следы; K_2O — 3,87; Na_2O — 3,84; Li_2O — следы; P_2O_5 — следы; F — 0,02; S — 0,01; SnO_2 — 0,007; As — 0,003; B_2O_3 — следы; п. п. п. — 0,63; сумма — 100,28; F=O — 0,01; H_2O^- — 0,12; сумма — 100,15.

Интересен контакт аплитовых пород с гранит-порфиром: он легко устанавливается по резкому исчезновению порфировых вкрапленников. Главная масса совершенно тождественна в обеих породах. Кроме типичных аплитов Г. В. Холмов выделяет еще кварц-ортоклазовые жильные породы, где в массе вытянутых перпендикулярно контактов зерен ортоклаза расположены также вытянутые зерна кварца; альбит находится в этих породах в подчиненном количестве.

Наконец, Г. В. Холмов выделяет еще жильные бескварцевые породы, обычно белого или буроватого цвета, с массивнокристаллической или шестоватой структурой, состоящие из ортоклаза. Вся эта группа аплитовидных пород близка друг к другу как по химическому, так и по минералогическому составу.

Для изучения характера грейзенизации порфировидного гранита был использован керн скв. 1230, пройденной к 1960 г. на сопке Лукавой. Эта скважина глубиной 140 м, по-видимому, была первой из пройденных скважин в граните Шерловой Горы за всю историю исследования грейзеновых тел месторождения. Керн скважины охватывает и неизмененный гранит и грейзенизированные участки его. Изучение керна в образцах и шлифах по нашей просьбе было проведено в 1961 г. студентом IV курса Ю. Геллером.

Наименее измененный порфировидный гранит, вскрытый скважиной, представляет собой светло-серую, неравномернозернистую породу, более чем на половину сложенную вкрапленниками кварца, альбита и ортоклаза. Они сцементированы мелкозернистой массой, состоящей из тех же минералов.

Кварц вкрапленников имеет округлую или неправильную форму, реже — идиоморфный. Размеры зерен 4—7 мм. Часто образует скопления по 3—4 зерна. Цвет вкрапленников темный, почти черный. В шлифах видно, что зерна кварца пересечены многочисленными субпараллельными цепочками, состоящими из темных газово-жидких включений. Цепочки эти отмечают швы залеченных трещин. Вкрапленники полевых шпатов корродируют кварц, облекают его, ортоклаз часто заполняет интерстиции между зернами кварца. Эти признаки говорят о том, что кварц выделялся одним из первых. Кварц вкрапленников составляет около 10% объема породы.

Альбит образует таблитчатые кристаллы, имеющие в длину 3—6 мм. Ортоклаз также часто обрастает их, а иногда корродирует. Все кристаллы альбита сдвойникованы по альбитовому закону (табл. 19).

Таблица 19

Результаты измерения альбита на федоровском столике

Номер шлифа	Двойниковая ось образует угол			2V	Закон двойникования	Номер плагиоклаза
	Ng	Nm	Np			
569Б	16°	76°	88°	+79°	(010)	7
566	16	78	88	+80	(010)	9
560З	10	81	88	Н. о.	(010)	12

При статистическом определении максимального угла симметричного погасания альбитовых двойников в зоне (010) на плоском столике были получены значения этих углов до 18—20°, что соответствует плагиоклазу № 2. Кроме того, были получены значения *Np* и *Ng* плагиоклаза в иммерсионных препаратах, равные соответственно 1,529±0,001 и 1,536±0,001, что соответствует альбиту № 3—5. Таким образом, плагиоклаз в порфировидном граните представлен преимущественно альбитом первых номеров. Альбит занимает 5% объема породы.

Таблица 20

Результаты измерения ортоклаза на федоровском столике

Номер шлифа	Кристаллографическое направление	Углы, образуемые			2V
		Ng	Nm	Np	
562	P_{001}	86°	5°	89°	—
562	P_{010}	5	85	90	—58°
562	[100]	87	88	2	—
562	*D*	6	87	88	—66
562А	*D*	6	87	87	—

Примечание. Закон двойникования — карлсбадский.

Ортоклаз является главным минералом гранита. Он составляет до 60% объема гранита. Имеет вид крупных (до 15 мм) кристаллов или ксеноморфных зерен, которые заключают в себе или корродируют ранее выделившиеся зерна кварца и альбита. Как правило, ортоклаз образует простые карлсбадские двойники, координаты двойниковой оси которых очень близки к соответствующим точкам диаграммы Никитина для ортоклаза, но точно не совпадают с ними. То же относится и к координатам полюсов спайности по (001) и (010). Измерения координат эллипсоида упругости ортоклаза приведены в табл. 20. В иммерсионных препаратах ортоклаз имеет: $Np=1{,}518\pm0{,}001$, $Ng=1{,}525\pm0{,}001$, что соответствует чисто калиевому полевому шпату.

Мелкозернистый агрегат, составляющий до 25% массы гранита, сложен идиоморфными кристаллами сдвойникованного ортоклаза, альбита и округлыми зернами кварца. Этот агрегат цементирует вкрапленники, проникает в интерстиции между ранее выделившимися зернами.

Биотит, флюорит и циркон в граните составляют весьма незначительную часть объема. Биотит образует изолированные чешуйки или их скопления. Он резко плеохроирует от буровато-зеленого цвета по *Np* до желтоватого по *Ng*. Совместно с биотитом встречаются крупные округлые зерна бесцветного флюорита. Циркон образует мелкие коротконризматические кристаллы. Они включены в биотит, реже во флюорит. В биотите вокруг зерен циркона наблюдаются плеохроичные дво-

рики, а флюорит на контакте с такими включениями часто приобретает густо-фиолетовую окраску.

Обычно биотит с ассоциирующим флюоритом располагается в мелкозернистом агрегате или на стыке зерен вкрапленников. По отношению к кристаллам мелкозернистого агрегата он является ксеноморфным и часто включает зерна кварца. Все это указывает на то, что биотит и акцессорный флюорит выделялись в конце процесса формирования порфировидного гранита.

Порфировидный гранит несет на себе следы широко проявленных процессов метасоматического изменения. Они глубоко охватили массу гранита и получили весьма различное выражение. Одним из важнейших процессов такого изменения является альбитизация. Альбитизация отмечается во всех образцах гранита. Приурочена она исключительно к ортоклазу, так что фактически мы всюду имеем ортоклаз-пертит.

Таблица 21

Результаты измерения плагиоклаза на федоровском столике

Номер шлифа	Двойниковая ось образует угол			$2V$	Закон двойникования	Номер плагиоклаа
	Ng	Nm	Np			
560З	16°	74°	89°	—	(010)	4—5
566	16	74	88	+81°	(010)	4—5

Обычно в шлифах наблюдаются самые разнообразные формы пертитов. Наиболее распространенной формой является вытянутая, в этом случае пертиты имеют вид шнуров, лент, равномерно распределенных в зерне ортоклаза. Они обычно соединяются между собой более тонкими ответвлениями, общее направление их при этом сохраняется. Реже встречаются пертиты, имеющие форму неровных «лапчатых» пластинок. Часты промежуточные формы. Двойниковую структуру имеют лишь изометрической формы пертиты. Все пертиты в пределах одного зерна ортоклаза одинаково ориентированы и одновременно гаснут. Кроме того, все они имеют определенную, постоянную ориентировку относительно ортоклаза. Все эти факты говорят о том, что наблюдаемые разнообразные формы пертитов являются лишь различными разрезами одной объемной формы. Судя по разрезам, пертиты имеют форму неровных пластинок. Поверхность этих пластинок примерно параллельна (010) ортоклаза. Все пертиты сдвойникованы, но структура двойников видна лишь в определенных разрезах. На столике Федорова закон двойникования определен как альбитовый, а номер альбита пертитов соответствует № 4—5 (табл. 21). Статистически сравнивались также показатели преломления на контакте пертитов и альбита вкрапленников. Сравнение дало одинаковые значения светопреломления этих минералов.

Альбит пертитов обычно не выходит за пределы ортоклаза. Известно лишь несколько случаев проникновения пертитов альбита в виде жилок в породообразующий альбит вкрапленников. Таким образом, создается впечатление, что данный вид «альбитизации» представляет собой одну из форм распада калиево-натрового полевого шпата, богатого натровой составляющей.

Все остальные процессы замещения в граните накладываются на альбитизацию. Такая последовательность устанавливается однозначно: не наблюдается даже взаимного перекрывания этих процессов.

Как правило, ортоклаз-пертит наполнен газово-жидкими включе-

ниями. Они имеют удлиненную эллипсоидальную форму. Внутри каждого включения виден крошечный черный пузырек газа. В некоторых случаях удавалось наблюдать броуновское движение пузырька в результате ударов по нему молекул жидкости включения. Размеры включений по короткой оси колеблются от 1 до 3 мкм, по длинной — не превышают 15 мкм. Размеры газового пузыря меньше 1 мкм. Обычно в пертитах количество включений меньше, чем в ортоклазе. Такое соотношение жидкой и газовой фаз говорит о низкой температуре и жидкой консистенции растворов, образовавших включения.

Окварцевание, по-видимому, является вторым по масштабам, после альбитизации, процессом замещения. Кварц замещает полевой шпат вкрапленников и полевой шпат мелкозернистого агрегата. Он образует мелкие округлые зерна, включенные в периферические, а иногда и в центральные части полевых шпатов вкрапленников. Размер этих зерен соизмерим с размерами зерен кварца в мелкозернистом агрегате. Но часто зерна кварца здесь имеют извилистые очертания или переходят в небольшие жилки. В ортоклаз-пертите такие зерна расчленяют или секут пертиты.

В некоторых участках гранита кроме альбитизации и окварцевания другие процессы не проявляются, но окварцевание всюду развито очень сильно. Вторичный кварц замещает мелкозернистый агрегат, образуя сплошную массу сливного кварца, в которой законсервированы ортоклаз и альбит мелкозернистого агрегата. Кварц вкрапленников в свою очередь дорастает за счет вторичного кварца, консервируя в краевых частях одновременно гаснущие включения ортоклаза. В участках более измененного гранита, где развиваются и другие процессы, кварц иногда образует очень прихотливые жилки, замещающие полевые шпаты.

Приведенные факты свидетельствуют о том, что окварцевание наложено на альбитизацию, что кварц, включенный в полевые шпаты, является вторичным.

В порфировидном граните широко распространен и процесс серицитизации породообразующего альбита. Альбит серицитизируется с одновременным выделением мелких зерен флюорита, равномерно рассеянного по всей поверхности вкрапленника. Часто процесс доходит до образования полных псевдоморфоз серицита и флюорита по альбиту.

Иногда этот процесс несколько видоизменяется. Одновременно с упомянутыми минералами по альбиту развивается мелкими зернами топаз. Единичные зерна топаза в шлифах присутствуют довольно часто. Реже альбит интенсивно замещается примерно равными количествами флюорита, топаза и слюды. Интересно, что количество слюды заметно уменьшается при увеличении количества топаза в таких псевдоморфозах. Известны случаи, когда по альбиту развиваются в небольшом количестве лишь флюорит и топаз. В последнем случае, по-видимому, возрастает роль фтора и уменьшается роль калия.

Ортоклаз в процессе грейзенизации замещается в гораздо меньших размерах, чем альбит. Обычно при полном изменении альбита ортоклаз замещается лишь редкими чешуйками слюды, более крупными, чем чешуйки серицита в альбите. Но в участках сильно измененного гранита наблюдаются все переходы от почти чистого ортоклаза до полных псевдоморфоз крупночешуйчатой слюды по ортоклазу.

При грейзенизации сильно железистый биотит (сидерофиллит) замещается светлой слюдой с выделением по спайности зерен сидерита. Такие псевдоморфозы имеют специфический вид: сидерит в них почти непрозрачен из-за включений массы мельчайших зерен рассеянного магнетита. Интенсивность изменения биотита и альбита нарастает

обычно параллельно, и, по-видимому, эти процессы шли почти одновременно. Характер замещения биотита указывает на присутствие в грейзенизирующем растворе углекислоты, которая связывала выделяющееся при мусковитизации сидерофиллита железо в виде сидерита.

Все упомянутые изменения гранита хорошо видны в его переходных разностях к грейзену.

В самих грейзенах в силу резко выраженных процессов перекристаллизации и сегрегации можно встретить преимущественно уже продукты этой сегрегации — мономинеральные или биминеральные грейзены: кварцевый, топазо-кварцевый, кварц-топазовый, слюдяной, кварц-слюдяной грейзены (Барабанов, 1965 б). Все эти разности взаимопереходят друг в друга и являются результатом перераспределения минерального вещества в процессе перекристаллизации и сегрегации.

Во всех околотрещинных грейзенах главным минералом является кварц. Топаз часто замещает кварц, расчленяет его зерна, заключает в себе его реликты. Реже кварц замещает топаз. Иногда они настолько тесно взаимопроникают друг в друга, что бывает трудно сказать, кварц развивается по топазу, или наоборот. Довольно часто топаз образует скопления на стыке зерен кварца. В большинстве же случаев, как отмечалось, топаз замещает кварц. Светопреломление многих зерен топаза оказалось равным: $Np = 1{,}610 \pm 0{,}001$; $Nm = 1{,}611 \pm 0{,}001$; $Ng = 1{,}620 \pm 0{,}001$. Эти значения соответствуют топазу, богатому фтором.

Во многих образцах грейзена отмечается сидерит. Особенно широко он распространен в пористых грейзенах, где обычно заполняет друзовые пустоты. Характерна тесная связь сидерита с сидерофиллитом. Как правило, слюды, лишенной сидерита, мы не наблюдаем. Повсеместно она в той или иной степени замещается сидеритом, так что временами кажется, что по сидериту развивается слюда. Сидерит вслед за слюдой проникает в изъеденные участки кварца и топаза, выполняет друзовые пустоты в грейзене, замещает ортоклаз, иногда альбит.

В близповерхностных условиях ортоклаз и альбит довольно часто переходят в каолин. Каолин также заполняет пустоты в пористом грейзене. При этом происходит окисление сидерита, и образующиеся гидроокислы железа окрашивают все окружающие минералы.

Итак, процесс околотрещинной грейзенизации порфировидного гранита Шерловой Горы, вмещающего основную массу кварц-топазовых жил, охватывает: 1) новообразование топаза по калиевому полевому шпату и альбиту и сопутствующее ему окварцевание гранита; 2) серицитизацию плагиоклаза и альбитизацию и 3) превращение сидерофиллита в светлую слюду и возникновение при этом значительных масс сидерита.

Химизм этого процесса можно схематически представить в следующем виде. Пусть остывающая масса апикальной части массива порфировидного гранита, состоящего из калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза, сидерофиллита и кварца, находится в состоянии равновесия с заполняющим интерстиции зерен минералов раствором, насыщенным HF, H_2CO_3, H_2S. Тогда в случае возникновения трещин или ослабленных зон в граните вдоль этих направлений начнется взаимодействие:

$$\underset{\text{ортоклаз}}{2KAlSi_3O_8} + 4HF \rightarrow \underset{\text{топаз}}{Al_2SiO_4F_2} + \underset{\text{кварц}}{5SiO_2} + \underset{\text{раствор}}{2KF} + 2H_2O.$$

Это взаимодействие, как показано, приведет к образованию топаза по ортоклазу, значительных масс кварца (окварцевание!!) и появлению

раствора, насыщенного KF. Раствор KF, в свою очередь взаимодействуя с породообразующим плагиоклазом, вызовет процесс серицитизации последнего:

$$\underset{\text{кислый плагиоклаз}}{90NaAlSi_3O_8 \cdot 10CaAl_2Si_2O_8} + \underset{\text{раствор}}{KF} + H_2O \rightarrow \underset{\text{флюорит}}{CaF_2} +$$
$$+ \underset{\text{мусковит}}{KAl_3Si_3O_{10}(OH,\ F)_2} + \underset{\text{альбит}}{90NaAlSi_3O_8}.$$

Из этой реакции видно, что серицитизация породообразующего плагиоклаза приводит к образованию флюорита и высвобождению огромных масс альбита (альбитизация!!). Одновременно с этим находящаяся в грейзенизирующем растворе углекислота, взаимодействуя с породообразующим сидерофиллитом, вызовет превращение его в светлую слюду и сидерит:

$$KFe_3^{2+}[AlSi_3O_{10}](OH,\ F)_2 + 2Al(OH,\ F)_3 + 3H_2CO_3 \rightarrow$$
$$\rightarrow KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH,\ F)_2 + 2FeCO_3 + 3H_2O.$$

Таким образом, особенностью процесса грейзенизации на Шерловой Горе является высокое содержание в грейзенизирующем растворе HF и H_2CO_3, невысокое содержание в грейзенизируемом граните анортитовой составляющей в плагиоклазе и высокое содержание в породообразующем сидерофиллите закисного железа. Эти особенности и явились причиной появления грейзенов состава кварц—топаз—сидерит—мусковит.

По-видимому, грейзены Малого Соктуя формировались в аналогичных условиях.

Шерловой Горе посвящена огромная литература.* Однако минералогических исследований в этом списке необычайно мало. По сути дела, кроме кристаллографической работы Н. Ю. Икорниковой, статей П. П. Сущинского, А. М. Болдыревой, Г. А. Ковалева и наших, минералогия Шерловой Горы самостоятельного интереса в трудах ее многочисленных исследователей не представляла.

Такое положение исторически сложилось потому, что Шерловая Гора систематически изучалась главным образом геологами. Посещения же ее минералогами, в том числе такими крупными, как П. П. Пилипенко, А. К. Болдырев, А. Е. Ферсман и др., были, как правило, кратковременными и, исключая А. К. Болдырева, носили случайный характер. Неудивительно поэтому, что даже в наиболее полном из существующих описаний шерловогорских самоцветов — «Очерке месторождений цветных камней...» П. П. Сущинского (1925), работа которого легла в основу геохимической диаграммы А. Е. Ферсмана (1925) для Шерловой Горы, П. П. Сущинский счел необходимым предупредить, что его «...очерк посвящен преимущественно описанию месторождений, а не минералов».

Недостаточность минералогических исследований, проведенных на Шерловой Горе, сказывалась постоянно, как при решении конкретных вопросов, выдвигаемых практикой, так и при выяснении более общих вопросов, как, например, вопроса об источниках оловянного, сульфидного и других оруденений и генезиса месторождения в целом. Со времен В. Титова, т. е. более 100 лет, было неясно, например, почему бледноокрашенные аквамарины прозрачны, а густоокрашенные — в большинстве своем мутны. Непонятной была и большая редкость находок крупных ювелирных кристаллов топаза, хотя последний, как известно,

* См., например, библиографию в статье (Барабанов, 1959б).

в ряде мест Шерловой Горы является породообразующим минералом, и при этом мелкие кристаллы его, как правило, водяно-прозрачны.

Что же касается вопросов генезиса месторождения, то они и сейчас решены в основном в своей геологической части, главным образом в геолого-стратиграфическом и петрографическом плане. Химизм процессов минералообразования, история минералов Шерловой Горы, их генезис, источники оруденений, стадии минерализации — все эти вопросы остаются открытыми.

3. КВАРЦ-ТОПАЗ-ФЕРБЕРИТОВЫЕ ЖИЛЫ

Большинство топазо-ферберитовых жил Шерловой Горы имеет северо-западное простирание, реже — широтное. М. М. Тетяев (1918) писал, что преобладающее простирание жил располагается в северо-западном квадрате, близко к СЗ 330°, и что немногие отклонения объясняются ответвлениями и неправильностями жил. Падение жил соответственно северо-восточное и северное. Углы падения колеблются от 15—20 до 70—85°, причем различают крутопадающие и пологопадающие жилы.

Жилы Шерловой Горы имеют неправильную четковидную форму: они увеличиваются по мощности, создавая своеобразные раздувы, которые быстро выклиниваются по простиранию и падению, оставляя вместо себя либо тонкую жилку — «проводничок», либо кварц-топазовую породу, а иногда слабо измененный гранит. «Проводнички» через некоторое расстояние приводят к следующему раздуву и т. д. Жилы не имеют четких зальбандов. Существуют совершенно постепенные переходы от гранита к грейзену и часто от грейзена к жиле.

Минеральный состав жил может меняться на очень небольшом расстоянии. О. Д. Левицкий (1939) классифицировал жилы Шерловой Горы, разделив их на три типа: 1) кварцево-аквамариновый, 2) кварцево-топазовый, 3) сидерофиллитовый, — но замечал при этом, что «.. приведенная схема является в известной мере условной».

В действительности, шерловогорские жилы плохо поддаются классификации и разделить их по минеральному составу на типы почти невозможно. Наши наблюдения показывают, что минеральный состав жил может меняться по простиранию, поэтому одна и та же жила может служить примером разных типов классификации. Эти наблюдения подтверждают более ранние данные, приведенные в работе М. М. Тетяева (1918).

Наши наблюдения на Шерловой Горе в основном относятся к жилам Карамышевского отрога, где располагаются ямы так называемой разведки Поднебесных. Материалом для исследований явились минералогические сборы, осуществленные нами при посещении Шерловой Горы с группами студентов ЛГУ в 1951, 1953, 1956, 1962, 1963, 1966, 1968 гг. Эти сборы включают свыше 2000 одиночных кристаллов топаза и аквамарина и несколько сот образцов друз и щеток этих минералов в парагенезисе с кварцем, арсенопиритом, сидерофиллитом, каолином и другими минералами.

Собранный нами материал характеризует в основном топазо-аквамариновые жилы Карамышевского отрога Шерловой Горы. Поэтому мы не считаем возможным в настоящее время распространять наши выводы на все минеральные тела Шерловой Горы и, в частности, на сульфидно-касситеритовое оруденение сопки Большой. Тем более, что последнему будет посвящена, как указывалось выше, работа нашего аспиранта Г. Н. Гончарова.

При первом посещении Шерловой Горы в 1951 г. «разведка Поднебесных» представляла собой небольшую слегка наклонную выработку с устьем, выходящим на поверхность, в которую можно было проникнуть лишь ползком. Выработка почти от самого устья превращалась в узкий ветвящийся ход, идущий в грейзенизированном граните по пути вскрытых занорышей. Из этих занорышей старатель А. И. Федоров со своей многочисленной семьей примитивным способом добывал для Свердловской конторы треста «Русские самоцветы» бледноокрашенные, преимущественно мелкие, аквамарины. В настоящее время невозможно решить, представляло ли это месторождение одну ветвящуюся жилу или это была серия жил.

Более подробное описание выработки можно найти в старых работах А. Е. Ферсмана (1925) и П. П. Сущинского (1925). А. Е. Ферсман указывал, что вмещающей породой для жил является темный, местами сильно лимонитизированный топазовый грейзен, содержащий молибденит и арсенопирит. Жильное тело имеет четковидную форму. Внешнюю зону жилы составляет кварц-топазовая порода, содержащая многочисленные пустоты, выполненные мелкими, хорошо образованными кристалликами топаза. К этой зоне приурочены выделения ферберита и молибденита. Осевая часть жилы сложена кварц-биотитовой породой, содержащей крупные выделения арсенопирита. В последнем можно видеть включения самородного висмута и базовисмутита.

П. П. Сущинский (1925) дал следующее описание этой выработки. «На западном склоне Шерловой Горы, на спуске с седловины, соединяющей западную вершину Шерловой Горы, известную в старых описаниях под названием сопки Обвинской, с сопкой Мелехиной, почти на границе гранитного острова и окружающих роговиков, находятся несколько ям, известных под названием „разведок Поднебесных"...». Главный ход выработки во времена П. П. Сущинского имел до 20 м в длину. Вскрытые этим ходом гнезда заключали в себе до 15 кг аквамаринов, кристаллы которых имели длину 5—7 см и толщину 0,5 см. Аквамарины обычно заключены в голубоватом землистом, иногда зеленоватом скородите. «Попадающиеся... кристаллы топаза, — указывал П. П. Сущинский,— обыкновенно мелки (около 1—2 см), мало прозрачны, бывают покрыты пленкой буроватых железистых окислов и сидят в «гнездах», состоящих обычно из кристаллов горного хрусталя, образующих выделения в той же серой среднезернистой кварцеватой «грейзеновой» породе, к которой приурочены и аквамарины» (1925, с. 34). «Характерным для этой выработки является следующее: 1) присутствие помимо мышьякового колчедана голубоватой плотной землистой массы, обычно встречающейся поблизости от скоплений мышьякового колчедана и оказавшейся, по исследованиям паяльной трубкой, плотным скородитом... и 2) присутствие довольно крупных (до нескольких сантиметров в поперечнике) вкрапленников в кварце молибденового блеска, обычно сопровождавшегося молибденовой охрой» (1925, с. 32).

Нами были изучены из ямы Поднебесных топаз, аквамарин, кварц, слюда (сидерофиллит) и продукты ее изменения (биотит, мусковит, каолин, сидерит и лимонит). Ниже дается их описание.

Кварц

Кварц очень широко распространен в жилах и в окружающих грейзенах. Он встречается в нескольких видах: 1) в виде кристаллов черного мориона, наиболее часто ассоциирующих с аквамарином; ими обычно выполнены стенки гнезд в раздувах жил; иногда в кристаллах

и обломках он встречается в аквамариноносной глине; 2) в виде молочно-белого жильного кварца, также встречающегося вместе с аквамарином или с топазом; 3) изредка в пустотках молочно-белого кварца в виде кристаллов горного хрусталя. Кроме кристаллических разновидностей встречаются также халцедон и опал.

Размер кристаллов мориона различен. Облик кристаллов тоже непостоянен — бывают кристаллы, вытянутые по оси *c* и, наоборот, укороченные. Обычно грани кристаллов матовые, словно чем-то присыпаны. На гранях призм наблюдается обычная поперечная штриховка. Часто внутренняя часть кристаллов трещиновата и содержит включения. Она всегда темноокрашена, снаружи обрастает зоной более светлого и обычно не содержащего включений кварца. Оба явления (трещиноватость внутренней зоны и обрастание ее более светлой) аналогичны явлениям, наблюдаемым в топазе и аквамарине.

Показатели преломления кварца, измеренные методом призмы (среднее из двух определений): $Ng = 1{,}5541 \pm 0{,}0001$, $Np = 1{,}5445 \pm 0{,}0001$, $Ng - Np = 0{,}0096$. Интересно, что показатели преломления светлой и темной зон не отличаются друг от друга.

Вольфрамит

Шерловая Гора как вольфрамовое месторождение, по-видимому, впервые упомянута в работе И. А. Корзухина (1899). В начале нашего века французскими инженерами здесь уже велась разведка на вольфрамит и была составлена первая детальная карта массива. Весной 1916 г. концессионеры приступили к добыче вольфрамита. Посетивший летом 1916 г. Шерловую Гору М. М. Тетяев (1918) указывал, что до начала июля было добыто 465 пудов концентрата, главным образом из россыпей верховьев пади Тутхалтуй (Заводской), из двух выработок на юго-западных склонах Золотого отрога и из россыпей около Миллионной ямы, и из шурфов, расположенных к северо-востоку и к юго-западу от нее.

Россыпи разрабатывались при содержании в них вольфрамита от 0,1% и выше. В коренных гнездах Золотого отрога содержание вольфрамита достигало 1,5%. На руднике работало до 50 человек с 4 лошадьми. При ручной добыче пуд руды обходился в 16 руб.

По-видимому, это был период наиболее интенсивной добычи вольфрамита на Шерловой Горе в дореволюционные годы. Поэтому уместно дать хотя бы краткое описание рудных тел, разрабатывавшихся в это время.

М. М. Тетяев (1918, с. 22) подчеркивал, что «жилы цветных камней... неразрывно связаны с месторождениями вольфрамита». Они всюду обнаруживали симметрично зональное строение: в центре — самоцветы, в зальбандах — рудная зона с вольфрамитом, молибденитом, арсенопиритом (миспикелем). М. М. Тетяев далее (с. 22) писал: «В этой рудной зоне, главным образом на ее границе с кварцево-топазовой породой, а также и в самой этой породе, располагается в некоторых жилах вольфрамит в виде отдельных кристаллов, друз и гнезд. В таком виде он появляется в выработках цветных камней на Карамышевской Горе, сопутствуя топазо-аквамариновой жиле; в юго-восточной галерее Миллионной ямы он встречен в лежачем боку у кварцево-топазового зальбанда аквамариновой жилы в виде прожилков гнездового типа. Мною была найдена небольшая жилка этого минерала в кварцево-топазовой породе аквамариновой выработки на юго-запад от выработки № 12» (штольня 2, к югу от сопки Лукавой. — *В. Б.*).

Разведочно-эксплуатационные работы «показывают, — писал М. М. Тетяев (там же, с. 23), — что коренные месторождения вольфрамита Шерловой Горы принадлежат к тому же комплексу жил, как и месторождения цветных камней. Представляя из себя гнезда в рудной зоне жилы, они дают раздувания до выполнения всего жильного тела и затем выклиниваются по простиранию и падению, оставляя

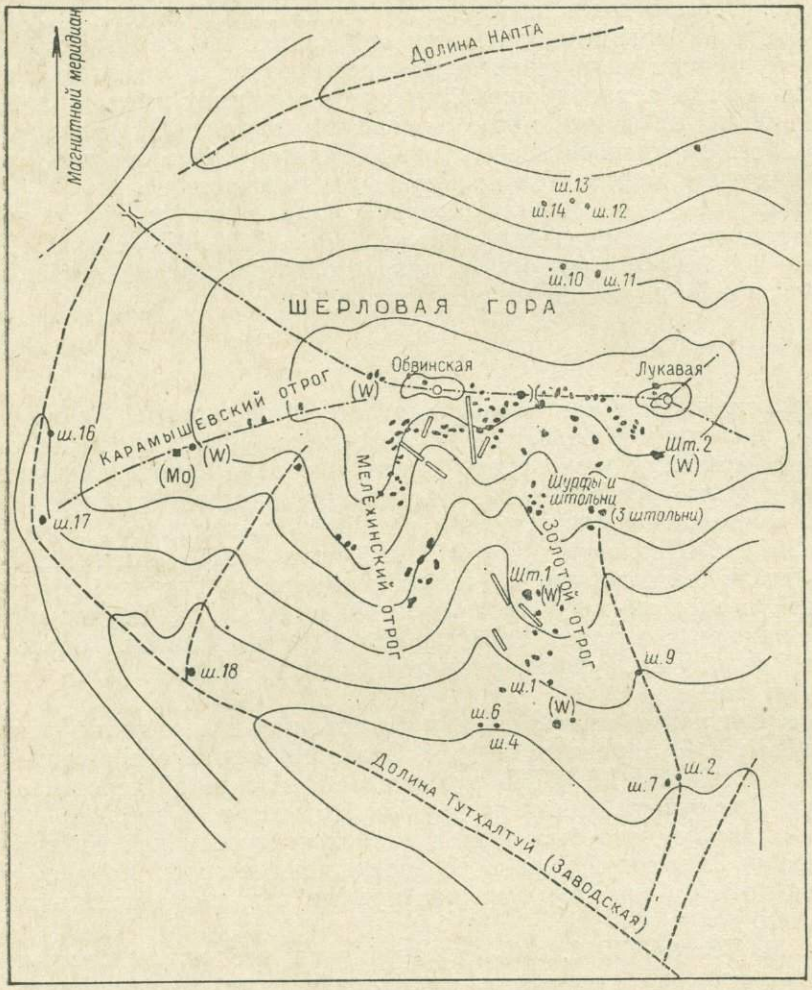


Рис. 33. Геологическая карта-схема Шерловой Горы (по Тетяеву, 1918).

в качестве проводника кварцево-топазовую породу или измененный гранит, или уступают место гнездам цветных камней или других рудных минералов, как, например, железняки, мышьяковый колчедан или молибденит».

На рис. 33, заимствованном из цитированной работы М. М. Тетяева, приведены все места, где в это время на Шерловой Горе был обнаружен вольфрамит.

Вскрытые жилы и прожилки с вольфрамитом имели преимущественное простирание в азимуте СЗ 330° (Карамышевский отрог), колеб-

лясь от 300° в районе ямы Миллионной и 315° на северном склоне сопки Лукавой до 350° на восточном склоне сопки Мелехинской.

М. М. Тетяев (1918, с. 25) дает и наиболее полное описание парагенезиса, в котором встречался шерловогорский вольфрамит: «...Мы встречаем целый ряд минералов, сосредоточивающихся в боковых, рудных зонах и частью проникающих в кварцево-топазовые зальбанды. К этим минералам принадлежат: вольфрамит, оловянный камень, железняки (гётит или гематит), плавиковый шпат, биотит, молибденовый блеск и мышьяковый колчедан. Относительно оловянного камня, являющегося новостью для Шерловой Горы, следует указать, что он был мною найден в неправильном срастании с вольфрамитом, указывающем на их одновременное и аналогичное по условиям происхождение».

Отмечая корковое сложение жил, свидетельствовавшее о последовательности заполнения жильных трещин от зальбандов к их оси, М. М. Тетяев (1918, с. 26) заключал: «Таким образом, мы приходим к заключению, что месторождения цветных камней и рудных минералов Шерловой Горы представляют собой настоящие жильные образования, созданные действием растворов, проникавших в гранит из глубины».

М. М. Тетяев указывал также на возможность находок выделения вольфрамита и за пределами гранитного массива, во вмещающих сланцах, ссылаясь на старые указания А. И. Кулибина (1829), обнаружившего кварц-вольфрамитовые выделения «посреди кремнистого сланца», «в отроге на правой стороне долины Наптартуй».

При наших неоднократных посещениях Шерловой Горы значительных выделений вольфрамита в коренном залегании не было встречено. Весь материал для минералогических исследований был собран из отвалов Золотого и Карамышевского отрогов. Лишь в пади Тарятуй во время разведочных работ, проводившихся П. Т. Беловым и В. А. Гущиным, были задокументированы кварц-вольфрамитовые жилы, секущие сланцы и роговики, и собран материал для последующих исследований.

В известной работе О. Д. Левицкого (1939) указывается, что вольфрамит Шерловой Горы представлен пластинчатыми кристаллами с развитыми гранями форм

Таблица 22

Химические анализы вольфрамита, вес.%

Литературный источник	WO_3	SiO_2	FeO	MnO	MgO	CaO	Σ	Формула
(Бек, Тейх, 1869)	75,55	нет	21,31	2,37	0,54	0,26	100,03	$(Fe_{0,89}Mn_{0,10}Ca_{0,01}Mg_{0,04})_{1,04}W_{0,98}O_4$
(Тетяев, 1918)	74,46	0,26	21,12	2,94	нет	0,48	99,26	$(Fe_{0,89}Mn_{0,12}Ca_{0,02})_{1,03}(W_{0,98}Si_{0,01})_{0,99}O_4$
(Барабанов, 1974)	75,84	0,24	20,30	3,30	0,01	0,20	100,76	$(Fe_{0,85}Mn_{0,14}Ca_{0,01})_{1,00}(W_{0,98}Nb_{0,01}Si_{0,01})_{1,00}O_4$

(100), (210), (110), (121) и (211). Реже встречаются кристаллы, у которых равная степень развития пинакоидов (100), (010), (001) обусловливает «кубический» облик кристаллов.

Цвет кристаллов черный, блеск металловидный. Удельный вес, определенный пикнометрическим методом при навеске 6,6515 г, оказался $D_4^{17}{}_V = 7{,}466 \pm 0{,}002$ (среднее из двух определений).

Химический анализ вольфрамита из Шерловой Горы впервые был выполнен более ста лет назад В. Беком и Н. Тейхом (1869). В работе М. М. Тетяева (1918) приведен еще один анализ. Расчеты их, а также одного нашего образца (1540) (табл. 22) показывают, что вольфрамиты Шерловой Горы представлены существенно железистыми разностями, отвечающими составу ферберита.

Топаз

Замечательной особенностью многих шерловогорских топазов является их полная или частичная непрозрачность. Она давно известна минералогам и уже почти 100 лет назад явилась причиной для выделения особой разновидности топаза, так называемых «конёвьих» или «коньих зубов», т. е. кристаллов, головки которых на плоскостях (011) ограничены зоной эмалевидного вещества.

Наше внимание привлекли экземпляры топаза, у которого непрозрачная зона находилась внутри кристалла, строго повторяя внешние очертания топаза, создавая подобие фантома. Непрозрачность таких зон оказалась следствием различного рода включений, законсервированных веществом топаза в процессе его роста. Изучение непрозрачных зон топаза дало возможность понять механизм возникновения таких образований и связать их появление с общим ходом минералообразования. В 1951—1953 гг. нами собрано на Шерловой Горе свыше 1000 кристаллов топаза. Из них было отобрано 570 с отчетливо образованными головками. Среди последних 85 хорошо образованных кристаллов содержат различные включения и оказались пригодными для гониометрического измерения. Они разделились на три количественно неравные группы:

1) кристаллы, у которых сильно развита форма (011) при слабо развитых гранях форм (112) и (001) — 57 штук;

2) кристаллы, у которых сильно развита форма (011), слабо — (112), а (001) отсутствует — 23 штуки;

3) кристаллы, «головки» которых сложены одинаково развитыми гранями формы (011), (112) и несколько менее развитыми гранями (001) — 5 штук.

Наиболее обычный вид кристалла топаза, относящегося к первому из перечисленных типов, изображен на рис. 34.

На гониометре Гольдшмита автором были измерены по одному кристаллу от каждой из перечисленных групп. Позднее Н. Евзиковой был измерен еще один маленький прозрачный кристалл (№ 4, табл. 23) и И. Саухатасом еще 3 кристалла.

Из табл. 23 видно, что в сложении кристаллов топаза принимают участие 17 простых форм. Из них первые восемь определяют облик кристаллов. Рис. 34 изображает кристалл топаза, помеченный в табл. 23 цифрой 2.

Позднее Г. Тцшорном (1963) было произведено измерение еще 20 кристаллов из нашей коллекции. На исследованных кристаллах им установлено 28 простых форм: (010), (130), (120), (8.5.0), (5.11.0), (230), (11.4.0), (27.29.0), (470), (110), (001), (011), (054), (021), (145),

(131), (123), (9.13.10), (1.1.10), (114), (113), (112), (111), (102), (101), (214), (6.9.13), (210). Из них (120), (010), (110), (011), (112), (001), (101), (010) определяют облик кристаллов. В табл. 24 сведены результаты измерения всех 27 кристаллов, а на рис. 35 представлен график частоты появления граней простых форм.

Так как в известной нам литературе отсутствует описание простых форм шерловогорского топаза, ниже приводится краткая характеристика важнейших из них.

(112) — представлена на всех кристаллах. Грани ее в виде трех-, четырех- и пятиугольников крайне неравномерно развиты: на одном и том же кристалле они бывают и очень маленькими и очень большими. Поверхность граней редко бывает зеркальной. Обычно она имеет следы роста или растворения в виде штрихов, точек, пятен. Сигналы хорошего и очень хорошего качества.

(011) — представлена на всех кристаллах по паре очень больших шестиугольных граней. Поверхность их покрыта очень тонкой штриховкой или чаще оказывается матовой. При большом увеличении можно видеть своеобразую скульптуру граней, напоминающую узор, образуемый клетками кожи. Качество сигналов колеблется от очень хорошего до плохого.

(120) — представлена на всех кристаллах двумя, тремя или четырьмя очень большими блестящими гранями. Последние покрыты тонкой продольной штриховкой. Сигналы по φ двоятся, троятся и т. п., но остаются при этом хорошего качества.

(8.15.0) — представлена на всех кристаллах двумя, тремя или четырьмя очень большими зеркальными гранями. Поверхность последних обычно исштрихована, а также покрыта темными точками. Сигналы очень хорошего качества — двоятся по φ.

(001) — представлена маленькой или среднего размера гранью на трех кристаллах. Форма и размеры этой грани зависят от степени развития граней формы (112): если последние малы, базопинакоид имеет вид узкой полоски или исчезает совсем, если грани (112) большие, соизмеримые с (011), размеры базопинакоида увеличиваются, а форма его становится трех- или четырехугольной. Поверхность базопинакоида матовая, волнистая. Качество сигналов среднее. Следует отметить, что (001) свойственна лишь мелким кристаллам топаза. Это видно из того, что у 85 мелких кристаллов (001) обнаружено 62 раза, а у 231 крупного кристалла — лишь 28 раз.

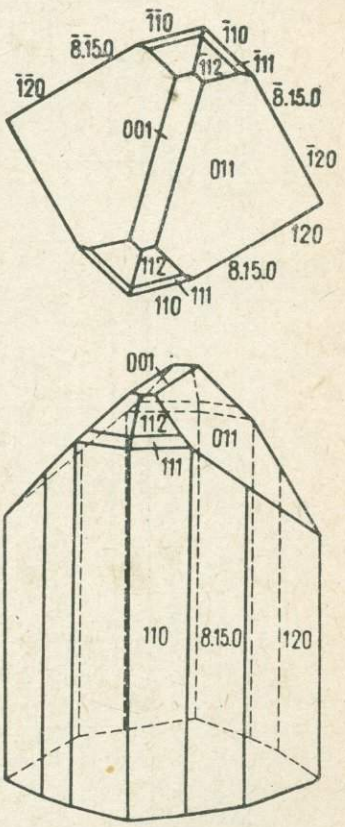


Рис. 34. Наиболее обычный вид кристалла топаза.

(110) — представлена на всех кристаллах по две, три или четыре грани. Размеры последних колеблются от очень маленьких до больших. Поверхность граней иногда зеркальная, исштрихованная, чаще матовая, частично или полностью; нередко покрыта многочисленными темными точками. Качество сигналов хорошее.

Таблица 23

Результаты гониометрического излучения кристаллов топаза

Номер кристалла	(001)		(011)		(021)		(010)		(112)		(111)		(101)		(123)	
	φ	ρ	φ	ρ	φ	ρ	φ	ρ	φ	ρ	φ	ρ	φ	ρ	φ	ρ
1	—	0°10′	0°34′	44°06′	—	—	—	—	62°11′	45°43′	62°08′	63°27′	89°58′	61°58′	—	—
2	—	—	0 03	43 43	—	—	0°06′	90°09′	62 02	45 05	62 13	63 37	—	—	—	—
3	—	0 00	0 02	43 40	0°01′	62°17′	0 07	90 05	62 08	45 31	62 07	63 52	90 02	61 06	42°55′	11°15′
4	—	0 00	0 05	43 47	0 05	62 24	0 05	90 00	62 00	45 28	62 09	63 25	89 44	61 04	—	—
Среднее для 4 кристаллов	—	0 03	0 11	43 49	0 02	62 20	0 02	90 03	62 05	45 27	62 09	63 35	89 56	61 03	42 55	41 15
По В. Гольдшмидту (1897)	—	0 00	0 00	43 39	0 00	62 20	0 00	90 00	62 08	43 35	62 08	63 54	90 00	61 00	43 25	41 12
Частота появления, %	75		87,5		25		50		100		75		50		12,5	

Номер кристалла	(130)		(5.11.0)		(120)		(8.15.0)		(470)		(230)		(110)	
	φ	ρ	φ	ρ	φ	ρ	φ	ρ	φ	ρ	φ	ρ	φ	ρ
1	—	—	—	—	43°25′	90°06′	45°03′	90°02′	—	—	—	—	60°58′	90°00′
2	32°22′	90°05′	40°44′	90°01′	43 03	90 06	45 24	90 06	—	—	51°21′	90°08′	62 09	90 06
3	—	—	—	—	43 20	90 04	44 13	90 05	46°48′	90°06′	51 29	90 00	62 03	90 03
4	32 36	90 09	—	—	43 26	90 00	44 41	90 00	—	—	51 35	90 00	61 56	90 09
Среднее для 4 кристаллов	32 29	90 07	40 44	90 01	43 18	90 04	44 50	90 03	46 48	90 04	51 26	90 03	61 46	90 62
По В. Гольдшмидту (1897)	32 14	90 00	40 42	90 00	43 25	90 00	45 15	90 00	47 14	90 00	51 35	90 00	62 08	90 00
Частота появления, %	12,5		6		75		75		12,5		25		62,5	

Таблица 24

Простые формы кристаллов топаза

Символы по Миллеру	Измеренные		Вычисленные	
	φ	ρ	φ	ρ
(010)	0°10′	90°02′	0°00′	90°00′
(130)	32 24	90 02	32 14	90 00
(5.11.0)	40 36	90 00	40 42	90 00
(6.13.0)	41 24	90 00	41 07	90 00
(19.39.0)	42 28	90 00	42 39	90 00
(120)	43 17	90 00	43 25	90 00
(11.21.0)	44 30	90 00	44 44	90 00
(8.15.0)	45 15	90 00	45 15	90 00
(22.39.0)	46 29	90 00	46 52	90 00
(470)	47 10	90 01	47 14	90 00
(31.51.0)	48 28	89 59	48 35	90 00
(350)	49 24	89 59	49 34	90 00
(11.17.0)	50 30	90 00	50 45	90 00
(230)	51 25	90 01	51 35	90 00
(11.16.0)	52 25	90 00	52 26	90 00
(7.10.0)	53 25	90 00	52 56	90 00
(23.31.0)	54 30	90 00	54 33	90 00
(17.22.0)	55 30	90 00	55 37	90 00
(11.14.0)	56 36	90 00	56 04	90 00
(560)	57 21	90 01	57 37	90 00
(670)	58 27	90 00	58 20	90 00
(33.37.0)	59 31	89 59	59 20	90 00
(27.29.0)	60 31	89 59	60 24	90 00
(35.36.0)	61 26	89 59	61 27	90 00
(110)	62 04	90 00	62 08	90 00
(210)	76 01	89 59	75 12	90 00
(410)	83 59	89 59	82 29	90 00
(001)	—	0 03	—	0 00
(011)	0 09	43 40	0 00	43 39
(0.26.25)	0 05	44 50	0 00	44 47
(054)	0 07	51 39	0 00	50 01
(021)	0 06	62 05	0 00	62 20
(145)	24 23	42 26	25 18	41 11
(131)	34 11	72 11	32 14	73 32
(123)	43 05	41 30	43 25	41 12
(6.9.13)	50 11	45 38	51 35	46 30
(9.13.10)	52 45	42 36	52 38	42 46
(1.1.10)	62 12	11 04	62 08	11 32
(114)	62 05	28 12	62 08	27 02
(113)	62 08	34 05	62 08	34 14
(6.6.13)	61 59	43 28	62 08	43 18
(25.25.52)	62 06	44 25	62 08	44 28
(112)	62 10	45 33	62 08	45 35
(15.15.27)	62 17	47 10	62 08	47 33
(111)	62 17	63 41	62 08	63 54
(214)	72 14	45 36	72 12	43 01
(102)	89 35	40 38	90 00	42 04
(101)	89 47	61 03	90 00	61 00

(470) — представлена на одном кристалле двумя гранями среднего размера. Поверхность их имеет тонкую продольную штриховку. Сигналы хорошие.

(111) — представлена на всех кристаллах по две, три или четыре грани маленького размера. Форма граней трехугольная или прямоугольная, иногда вытянутая в одном направлении. Поверхность грани кажется сферически изогнутой. Качество сигналов самое различное: от хороших до очень плохих.

(010) — встречена на трех кристаллах по одной или паре очень узких маленьких граней. Качество сигналов очень плохое.

(101) — встречена на трех кристаллах по одной или паре очень маленьких блестящих граней прямоугольной формы. Сигналы хорошие, реже плохие.

(230) — представлена одной или двумя гранями на трех кристаллах. Размеры колеблются от очень маленьких до средних. Сигналы хорошие.

(021) — встречена на двух кристаллах по одной очень маленькой треугольной грани. Поверхность ее зеркальная. Качество сигнала хорошее.

(130) — встречена на двух кристаллах, где она представлена одной и тремя маленькими гранями в виде узких блестящих полосок. Сигналы хорошие.

(123) — встречена на одном кристалле в виде пары очень маленьких клиновидных притуплений ребер. Поверхность граней матовая. Качество сигналов среднее.

(5.11.0) — встречена в виде очень большой грани на одном кристалле. Поверхность ее, покрытая продольной штриховкой, слегка замутнена. Сигнал очень хорошего качества, слегка двоится.

Отношение единичных отрезков на кристаллографических осях измеренных кристаллов топаза, вычисленное по значениям φ и ρ для (111) по формуле $a:1:c=\operatorname{ctg}\varphi_{111}:1:\frac{\cos\varphi_{111}}{\operatorname{ctg}\rho_{111}}$, оказалось $a:1:c=0{,}52836:1:0{,}94040$. Теоретически вычисленные значения $a:1:c=0{,}52854:1:0{,}95385$.

Удельный вес исследованного топаза определен с помощью пикнометра в 1952 г. студентом А. Серебрицким при навеске 3,1308 г и $t=20°$ С и оказался равным 3,512. В 1953 г. определение было повторено студенткой Л. Ступкиной, и при навеске 5,9326 г и $t=20°$ С он оказался равным 3,514. Таким образом, $D^{20}_{4/V}=3{,}513\pm0{,}001$ (среднее из двух определений).

Химический анализ топаза выполнен в 1954 г. в Центральной химической лаборатории Института геологических наук АН СССР химиком-аналитиком О. А. Алексеевой. Определение фтора произведено аналитиком В. В. Даниловой. Данные анализа приводятся ниже.

	Вес. %	Мол. количества
SiO_2	33,26	554
Al_2O_3	54,80	538
H_2O^-	0,36	3
H_2O^+	0,47	26
F_2	20,18	532
Сумма	109,07	1653
$F_2=O$	8,49	
Сумма	100,53	

Расчет показывает, что наш топаз имеет состав $96{,}55Al_2SiO_4F_2 \times 3{,}45Al_2SiO_4(OH)_2$.

Спектральный анализ топаза, не содержащего включений, выполнен в спектральной лаборатории Кольского ФАН СССР Н. Н. Колесниковым, он показал присутствие Mg, Ca, Cu, W, Ge, Be, Mn, Sn, Ga, Mo, Ti, Ag, As, Pb.

Включения в топаз морфологически можно разделить на две группы: внутренние и внешние, открытые. Внутренние включения в топазе

представлены «пористым» топазом, биотитом, каолином. У кристаллов резко выделяются две зоны: наружная, состоящая из прозрачного топаза толщиной 1—4 мм, и внутренняя белая, реже желтоватая, состоящая из пористой массы того же состава. Изучение внутренней части кристаллов показало, что пористый вид ее обусловлен огромным числом трещин, имеющих вид сообщающихся каналов неправильной формы. Распределение трещин-каналов различное: иногда это сплошная зона, строго повторяющая внешние очертания кристалла. Тогда кажется, что мы имеем дело с фантомом пузырчатого кристалла, заключенного в обычный. Иногда включения носят характер асимметричных или облаковидных масс и завес. Но всегда трещины-каналы начинаются с одной и той же внутренней зоны топаза, соответствующей определенной ста-



Рис. 36. Распределение каналов внутри кристалла топаза. Штрихи — следы спайности по (001).

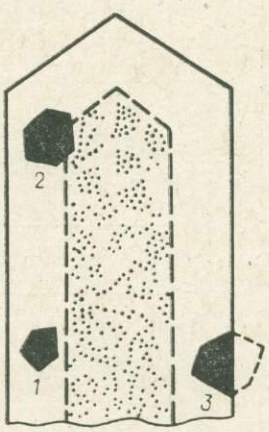


Рис. 37. Включения биотита в топазе.

дии роста кристалла. На рис. 36 показано распределение каналов внутри кристалла. Видна приуроченность каналов к внутренней части кристалла. Изучение шлифов показывает, что каналы оказываются в большинстве своем полыми, однако встречаются каналы, частично заполненные каолином, слюдой и кварцем, частично сахаровидным топазом. Другим типом внутренних включений в топазе являются включения биотита. Размеры их выражаются долями миллиметра. По своей форме они представляют обычные идиоморфные кристаллики, показатели преломления Ng и Nm оказались весьма близкими ($Ng = Nm = 1{,}647 \pm \pm 0{,}002$). Выделения биотита приурочены лишь к внешней зоне прозрачного топаза, следовательно, образование слюды происходило после образования внутренней, трещиноватой зоны.

Третий вид внутренних включений топаза принадлежит включениям каолина, размеры которого в поперечнике достигают 0,5 см, двупреломление в базальном сечении равно 0,001—0,002, $Ng = Nm = 1{,}5666 \pm \pm 0{,}002$. Рентгеновское изучение каолина подтвердило природу этого минерала (табл. 25). Распределение включений каолина в топазе аналогично включениям биотита и схематически изображено на рис. 37,

Таблица 25

Результаты рентгеновского изучения каолина

№ п/п.	Образец каолина (№ 1—2)			Эталонные данные каолина (Brindley, 1951)			% п.п.	Образец каолина (№ 1—2)			Эталонные данные каолина (Brindley, 1951)		
	I	d_α	d_β	d_α	I	hkl		I	d_α	d_β	d_α	I	hkl
1	5	8,8	7,9	8,5	3	010	22	8	2,382	2,150	2,378	4	
2	9	(7,8)	7,0	7,78	5	001	23	8	2,340	2,112	2,338	8	
3	10	7,2	(6,5)	7,13	10	001					2,291	6	
4	2	6,5	5,9				24	4	2,217	2,001			
5	3	5,9	5,3				25	1	2,044	1,845	2,05	1	
6	6	5,6	5,0				26	5	1,990	1,796	1,993	6p	
7	5	(5,17)	4,67				27	1	1,912	1,726	1,940	3	203
8	5	4,93	4,45										132
9	8	4,60	(4,15)	4,45	8	020	28	1	1,822	1,645	1,839	4p	
10	2	4,27	3,86	4,35	2	110	29	7	1,687	1,522	1,786	5	004
11	6	4,10	3,70	4,17	4	111	30	8	1,658	1,496	1,665	7	
12	2	(3,95)	3,57				31	1	1,632	1,473	1,641	2	
13	1	3,80	3,43	3,83	4	021	32	2	1,619	1,461	1,617	3	
14	4	3,72	3,35	3,73	2	021	33	1	1,549	1,398	1,541	5	
15	10	3,59	(3,24)	3,57	10	002	34	1	1,510	1,353			
16	7	3,321	2,997	3,36	4	111	35	10	1,489	1,344	1,487	10	060
17	3	3,273	2,954										331
18	1	3,091	2,790	3,09	2	112							331
19	3	(2,895)	2,613				36	1	1,456	1,315			
20	10	2,602	(2,349)	2,553	8	201	37	1	1,360	1,228			
						130	38	1	1,317	1,199	1,304	6	
						130	39	1	1,284	1,159	1,283	7	
21	7	2,515	2,270	2,529	3		40	1	1,244	1,123	1,247	6	
				2,489	6		41	1	1,232	1,112	1,235	6	

где включения *1* и *2* возникли путем нарастания на трещиноватую поверхность, а включение 3 зародилось вне кристалла и лишь впоследствии оказалось захваченным растущим топазом.

Внешние, открытые включения в топазе имеют связь с поверхностью кристалла и представлены 1) каолином и 2) гидроокислами железа. Последние выполняют открытые трещины в топазе. Если тонкой иглой осторожно удалить каолин из включения, открытого с одной стороны, то полость будет точно воспроизводить форму ранее находившегося здесь идиоморфного кристалла каолина. Таким образом, кристаллизация кристалла каолина предшествовала образованию топаза. Трещины же, заполненные включениями гидроокислов железа, достигают иногда внутренней пузыристой зоны топаза, а иногда они проходят через включения каолина.

Генезис описанных включений рисуется следующим образом. В некоторый момент формирования топазо-аквамариновых жил произошла смена термодинамических условий, вызвавшая образование многочисленных трещин на кристаллах топаза. В этих новых условиях произошло изменение состава растворов, из которых теперь отложился биотит. Идиоморфные кристаллы последнего свободно нарастали на растрескавшуюся поверхность кристаллов топаза, а также на субстрат в промежутках между ними. Щелочные растворы, из которых выделился биотит, по-видимому, разъедали стенки трещин в топазе, одновременно отлагая в них слюду, вследствие чего и возникла та своеобразная пористо-губчатая зона топаза. Если бы растворы были того же состава, что и раньше (до растрескивания), происходило бы залечивание трещин с образованием газоводных включений (Леммлейн, 1951, 1953). Несколько позже произошло очередное изменение состава минералообразующих растворов. При этом биотит превращался в мусковит, освободившееся железо шло на образование сидерита. Позднее, в новых условиях, мусковит превратился в каолин.

Таким образом, включения каолина в топазе есть не что иное как псевдоморфозы каолина по биотиту. Они возникли через промежуточную стадию образования мусковита по биотиту. Вещество топаза отлагалось и позже на гранях первой (трещиноватой) генерации топаза, консервируя трещины, заполненные каолином и частично уцелевшей слюдой, а также наросшие на топаз кристаллы биотита или образовавшийся по биотиту каолин. Эти растворы отложили слой позднего топаза и на стенках неправильных по форме полостей. Такой поздний топаз легко отделяется от стенок трещин и полостей, образуя ту массу «сахаровидного» топаза, о котором говорилось выше. Однако отложение вещества топаза на растрескавшейся поверхности кристаллов происходило быстрее, чем шло залечивание внутренних полостей, вследствие этого последние, иногда даже полые, оказались законсервированными внутри кристаллов.

Наконец, еще позже тектонические подвижки приводили к образованию «присыпок» соответствующих минералов на гранях топаза, мориона, а также брекчии, состоящей из обломков кристаллов топаза и кварца, сцементированных бурым железняком. Последний возникал за счет окисления сидерита.

Причины возникновения внутренней трещиноватой зоны в топазе не связаны, по-видимому, с резким падением температуры, так как физически и геологически допустить мгновенный перепад температур в 300—400° С, при котором возникают подобные трещины, невозможно. При перепаде же температур от 170 до 100° С трещины не образуются вовсе. Поэтому единственное объяснение, которое можно дать этим

явлениям, заключается в допущении мгновенных изменений внутреннего давления в рудных жилах, что, по-видимому, связано с неоднократными приоткрываниями последних в ходе остывания интрузивного тела, к которому жильные тела приурочены. Как указывалось выше, такие периодические приоткрывания рудных жил Шерловой Горы — явление, не вызывающее сомнения. Оно установлено целым рядом исследователей: А. М. Болдырева (1934), Г. А. Ковалев (1934), М. М. Тетяев (1918), Г. В. Холмов (1929). На тектонические же подвижки, приводящие к раздроблению кристаллов топаза, указывал еще Н. Кокшаров (1866).

Аквамарин

Объектом исследования явились многие сотни отдельных кристаллов голубовато-зеленого, бесцветного и золотисто-желтого аквамаринов, а также десятки щеток и друз его вместе с кристаллами топаза и мориона, собранные автором.

Таблица 26

Результаты гониометрического изучения аквамарина

Форма	Индекс	Колебания в измерениях		Средние		По Гольдшмидту		Частота появления, %
		φ	ρ	φ	ρ	φ	ρ	
c	0001	—	0°17′— 0°04′	—	0°06′	—	0°00′	100
p	$10\bar{1}1$	0°00′— 0°24′	29 59 —29 39	0°14′	29 55	0°00′	29 57	33
s	1121	29 43 —30 17	44 37 —45 07	29 56	44 52	30 00	44 56	20
a	1010	0 04 — 0 35	89 52 —90 56	0 11	90 01	0 00	90 00	33
b	1120	29 19 —30 16	89 44 —90 46	29 57	89 59	30 00	90 00	73

Кристаллы аквамарина, в большинстве своем обломки, имели размеры от 1 до 50 мм в поперечнике и от 5 до 100 мм в длину. Несколько десятков мелких кристаллов имели «головки», позволившие пять из них измерить на двукружном гониометре Гольдшмидта (табл. 26). Измеренные на гониометре кристаллы размером от 0,5 до 1,2 см в длину и от 2 до 5 мм в поперечнике были прозрачны, имели зеленовато-голубой цвет. Видимой микрозональностью они не обладали. Основная же масса более крупных кристаллов аквамарина имела отчетливо выраженное зональное строение. Макроскопически почти в каждом из них можно было выделить две-три зоны, различающиеся окраской и размерами: внутренняя, более мощная, обычно имеет бледно-зеленый цвет; внешняя, тонкая, имеет голубую окраску различных оттенков. В свою очередь, каждая из упомянутых зон уже при просмотре под бинокуляром обнаруживает микрозональное строение, иногда очень сложное, особенно когда зоны детально изучаются различными физическими и химическими методами. Ниже приводятся результаты этих исследований.

На рефрактометре ИРФ-22 в дневном свете с точностью ±0,0001 были измерены *No* и *Ne* у 30 зональных кристаллов. В табл. 27 и на рис. 38 и 39 показано значение *No* лишь для 18 из них.

Все исследованные кристаллы характеризуются колеблющимися значениями *No* и *Ne*. При этом в процессе роста кристаллов в одних из них имело место лишь понижение *No*, в других — сначала понижение, затем повышение и, наконец, в-третьих — сложный, многократно меняющий свое значение характер светопреломления. Еще более слож-

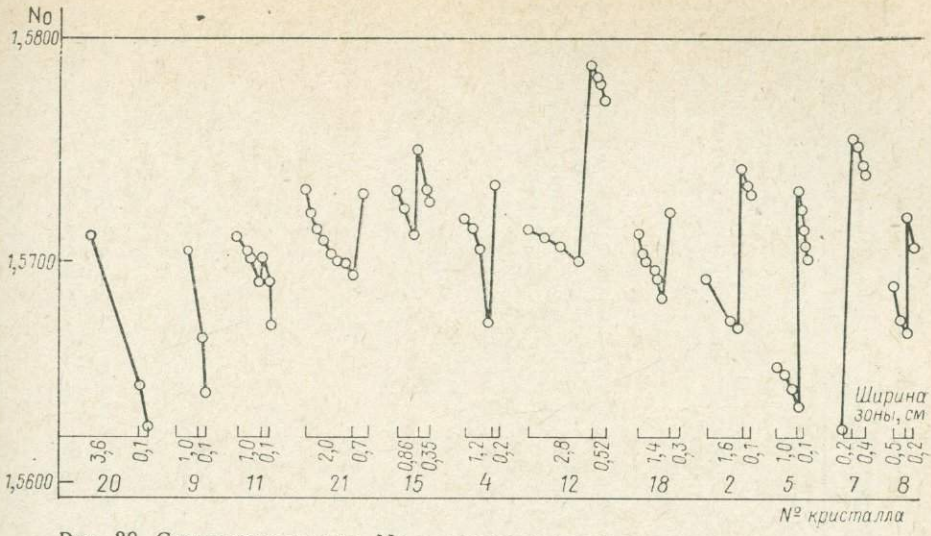


Рис. 38. Светопреломление *No* в двузональных кристаллах аквамарина.

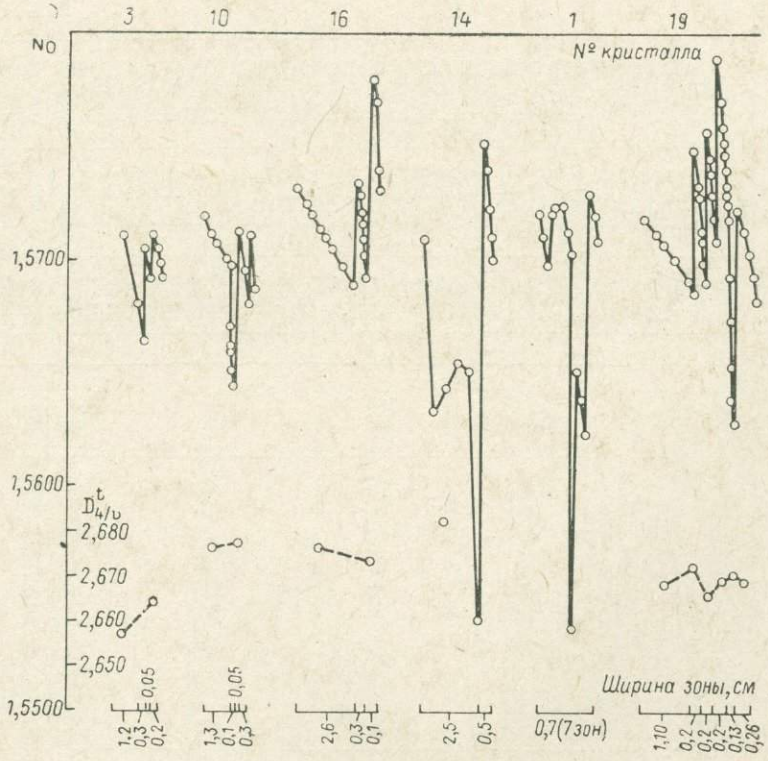


Рис. 39. Светопреломление *No* в полизональных кристаллах аквамарина.

Таблица 27

Физические свойства зональных кристаллов аквамарина

Номер кристалла	Номер зоны в кристаллах и ее цвет	Ширина зоны, см	Оптические свойства			$D^t_{4/V}$	Макроскопическая характеристика зональности кристаллов
			No	*Ne*	*No—Ne*		
12	1-я зона, центральная, бледно-зеленая	2,8	1,5712	1,5670	0,0042	2,668±0,0005 (2)	Различимы 3 зоны: центральная—зеленовато-голубая, промежуточная—темно-голубая, внешняя—светло-голубая. Между голубой и внешней зонами постепенное ослабление окраски и именно здесь—четкая микрозональность, составляющая 6 подзон
			1,5709	1,5669	0,0040		
			1,5704	1,5664	0,0040		
			1,5698	1,5660	0,0038		
	2-я зона, голубая, переходящая в светло-голубую	0,52	1,5785	1,5730	0,0055	2,681±0,001 (2)	
			1,5780	1,5728	0,0052		
			1,5778	1,5719	0,0059		
			1,5770	1,5710	0,0060		
16	1-я зона, центральная, бледно-зеленая	1,6	1,5731	1,5682	0,0049	2,676±0,0004 (2)	Центральная зона внешне различимых микрозон не имеет. Она отделена пленкой гидроокислов от 2-й зоны. 2-я и 3-я зоны под бинокуляром обнаруживают микрозональное сложение. При этом окраска к периферии кристалла переходит от голубой к почти бесцветной
			1,5724	1,5679	0,0045		
			1,5720	1,5671	0,0049		
			1,5712	1,5664	0,0048		
			1,5709	1,5659	0,0050		
			1,5704	1,5648	0,0056		
			1,5696	1,5640	0,0056		
	2-я зона, промежуточная, голубая	0,3	1,5733	1,5688	0,0045		
			1,5728	1,5680	0,0048		
			1,5720	1,5671	0,0049		
			1,5715	1,5667	0,0048		
			1,5708	1,5659	0,0049		
			1,5701	1,5649	0,0052		
			1,5693	1,5639	0,0054		
	3-я зона, внешняя, бесцветная	0,4	1,5778	1,5727	0,0051	2,673±0,003 (2)	
			1,5768	1,5719	0,0049		
			1,5757	1,5705	0,0052		
			1,5749	1,5688	0,0061		
			1,5739	1,5672	0,0067		
			1,5730	1,5654	0,0076		
7	1-я зона, центральная, бледно-зеленая	0,2	1,5622	1,5582	0,0040		
	2-я зона, внешняя, бесцветная	0,4	1,5753	1,5730	0,0023		Кристалл почти бесцветный. Вся внешняя часть его имеет четкое микрозональное сложение. Центральная часть трещиновата и обохрена
			1,5750	1,5728	0,0022		
			1,5742	1,5720	0,0022		
			1,5739	1,5718	0,0021		

Продолжение табл. 27

Номер кристалла	Номер зоны в кристаллах и ее цвет	Ширина зоны, см	Оптические свойства			$D^{t}_{4/V}$	Макроскопическая характеристика зональности кристаллов
			No	*Ne*	*No—Ne*		
14	1-я зона, центральная, бледно-зеленая	2,5	1,5709	1,5671	0,0038	2,682 ± 0,0004 (2)	Центральная зона кристалла видимых микрозон не имеет. Внешняя часть кристалла имеет 6 зон с микрозональным строением. Их голубая окраска к периферии постепенно сменяется бледно-голубой
			1,5632	1,5588	0,0044		
			1,5642	1,5596	0,0046		
			1,5654	1,5606	0,0048		
			1,5650	1,5603	0,0047		
			1,5540	1,5489	0,0051		
	2-я зона, внешняя, голубая	0,5	1,5751	1,5708	0,0043		
			1,5740	1,5698	0,0042		
			1,5722	1,5680	0,0042		
			1,5710	1,5670	0,0040		
			1,5700	1,5659	0,0041		
15	1-я зона, центральная, бледно-зеленая	0,86	1,5730	1,5686	0,0044	2,661 ± 0,004 (3)	Центральная зона видимой микрозональностью не обладает, отделена от внешней зоны включениями слюды. Внешняя зона имеет 6 микрозон. Окраска их постепенно меняется от голубой к бледно-голубой на периферии. На одну из граней парос кристалл топаза
			1,5722	1,5679	0,0043		
			1,5710	1,5668	0,0042		
	2-я зона, внешняя, голубая	0,35	1,5749	1,5692	0,0057		
			1,5730	1,5679	0,0051		
			1,5726	1,5676	0,0050		
2	1-я зона, центральная, бледно-зеленая	1,6	1,5690	1,5640	0,0050	2,643 ± 0,001 (3)	Центральная зона макроскопически микрозон не содержит. В периферической области видны три субзоны, имеющие микрозональное сложение. Они все обохрены и имеют коричневато-желтую окраску
			1,5670	1,5620	0,0050		
			1,5668	1,5618	0,0050		
	2-я зона, внешняя, обохрена	0,11	1,5739	1,5700	0,0039		
			1,5731	1,5692	0,0039		
			1,5729	1,5689	0,0040		
4	1-я зона, центральная, бледно-зеленая	1,2	1,5717	1,5670	0,0047		Центральная зона видимой микрозональности не имеет, кроме пограничного с внешней зоной участка. Внешняя зона микрозональна. Ее окраска желтовато-коричневая
			1,5713	1,5664	0,0049		
			1,5704	1,5660	0,0044		
			1,5670	1,5635	0,0034		
	2-я зона, внешняя, обохрена	0,16	1,5732	1,5690	0,0042		
5	1-я зона, центральная, бледно-зеленая	1,0	1,5650	1,5600	0,0050		Центральная зона видимой микрозональности не имеет. Внешняя зона имеет микрозональное сложение, особенно в периферической части. Здесь окраска кристалла желто-коричневая
			1,5648	1,5598	0,0050		
			1,5640	1,5590	0,0050		
			1,5633	1,5588	0,0045		
	2-я зона, внешняя, обохрена	0,05	1,5730	1,5684	0,0046		
			1,5721	1,5678	0,0043		
			1,5712	1,5669	0,0043		

Продолжение табл. 27

Номер кристалла	Номер зоны в кристаллах и ее цвет	Ширина зоны, см	Оптические свойства			$D^t_{4/V}$	Макроскопическая характеристика зональности кристаллов
			No	*Ne*	*No—Ne*		
			1,5705	1,5650	0,0055		
			1,5699	1,5647	0,0052		
8	1-я зона, центральная, зеленовато-голубая	0,5	1,5687	1,5648	0,0039		Внутренняя зона видимой микрозональности не имеет. Внешняя зона микрозональна
			1,5672	1,5624	0,0048		
			1,5660	1,5608	0,0052		
	2-я зона, внешняя, голубая	0,2	1,5719	1,5682	0,0037		
			1,5704	1,5673	0,0031		
18	1-я зона, центральная, голубая	1,4	1,5710	1,5660	0,0050	$2,686 \pm 0,004$ (2)	Окраска зон почти не различима. Внешняя зона микрозональна, но из-за трещиноватости сигналы не различимы. В центральной зоне микрозон не видно
			1,5700	1,5652	0,0048		
			1,5699	1,5650	0,0049		
			1,5694	1,5647	0,0047		
			1,5690	1,5641	0,0049		
			1,5681	1,5631	0,0050		
	2-я зона, внешняя	0,3	1,5720	1,5664	0,0056		
21	1-я зона, центральная, бледно-зеленая	2,0	1,5730	1,5688	0,0042	$2,671 \pm 0,002$ (2)	Макроскопически видны 4 зоны: центральная, без микрозон, бледно-зеленая; 2-я—микрозональная, светло-оливково-зеленая; 3-я—тоже микрозональная, оливково-зеленая; 4-я—внешняя, желто-коричневая
			1,5720	1,5680	0,0040		
			1,5712	1,5671	0,0041		
			1,5708	1,5668	0,0040		
			1,5701	1,5660	0,0041		
			1,5699	1,5659	0,0040		
			1,5698	1,5650	0,0048		
			1,5692	1,5643	0,0049		
	4-я зона, внешняя, обохрена	0,7	1,5729	1,5676	0,0053		
20	1-я зона, центральная, голубая	3,6	1,5711	1,5668	0,0043	$2,6710 \pm 0,0008$ (2)	Внешне различимы 3 зоны: центральная, без микрозон, голубая; 2-я—тоже голубая, микрозональная; 3-я—внешняя, микрозональная, бесцветная
	3-я зона, внешняя, бесцветная	0,1	1,5643	1,5590	0,0053	$2,673 \pm 0,00$ (2)	
			1,5624	1,5576	0,0043		
11	1-я зона, центральная, бледно-зеленая	1,0	1,5710	1,5666	0,0044	$2,671 \pm 0,0006$ (2)	Различимы 10 зон. Первые две (от центра) бледно-зеленые, из них 2-я и последующие до периферии микрозональны. Окраска 3-й и 4-й—бледно-зеленая, 5-й и 6-й—желто-коричневая, 7-й—бледно-серая, мутная. Измерениями охвачены 1—6-я зоны
			1,5703	1,5660	0,0043		
			1,5700	1,5653	0,0047		
			1,5690	1,5647	0,0043		
	6-я зона, внешняя, обохрена	0,1	1,5700	1,5662	0,0038	$2,671 \pm 0,0005$ (2)	
			1,5690	1,5640	0,0050		
			1,5670	1,5619	0,0051		

Продолжение табл. 27

Номер кристалла	Номер зоны в кристаллах и ее цвет	Ширина зоны, см	Оптические свойства			$D^t_{4/V}$	Макроскопическая характеристика зональности кристаллов
			No	*Ne*	*No—Ne*		
9	1-я зона, центральная, бледно-зеленая	1,0	1,5703	1,5649	0,0054		Макроскопически различимы 3 зоны: центральная, бледно-зеленая, края ее микрозональны; 2-я—желто-бурая, обохренная; 3-я, внешняя—бледно-зеленая, с микрозональным сложением
	2-я зона, внешняя, бледно-зеленая, обохрена	0,1	1,5664	1,5612	0,0052		
			1,5639	1,5586	0,0053		
1	1-я зона, центральная, серо-желтая	0,05	1,5720	1,5672	0,0048		Видны 5 крупных зон, которые, в свою очередь, делятся на более мелкие (не менее 8). Центральная микрозона серо-желтого цвета, микрозональна, такова и 2-я зона. 3-я зона водяно-прозрачна, не микрозональна, 4-я зона серого цвета, вновь микрозональна. Пятая (внешняя) зона с той же окраской, видимой микрозональностью не обладает. Окраска всех зон имеет зеленоватый оттенок и очень мало различается между собой
			1,5710	1,5662	0,0048		
			1,5697	1,5650	0,0047		
	2-я зона, серо-желтая	0,17	1,5720	1,5668	0,0052		
	3-я зона, бесцветная	0,04	1,5722	1,5676	0 0046		
	4-я зона, серо-зеленая	0,09	1,5722	1,5672	0,0050		
			1,5712	1,5662	0,0030		
			1,5703	1,5658	0,0045		
	5-я зона, серо-зеленая	0,15	?	?	?		
	6-я зона, серо-зеленая	0,05	1,5536	1,5492	0,0044		
	7-я зона, серо-зеленая	0,09	1,5650	1,5606	0,0044		
			1,5638	1,5590	0,0048		
			1,5622	1,5560	0,0062		
	8-я зона, внешняя, сероватая		1,5729	1,5671	0,0058		
			1,5719	1,5660	0,0059		
			1,5708	1,5649	0,0059		
3	1-я зона, центральная, бледно-зеленая	1,2	1,5710	1,5666	0,0044	$2{,}657 \pm 0{,}003$ (3)	Внешне различимы 3 крупные зоны, все они бледно-зеленого цвета: центральная не имеет микрозонального строения, 2-я и 3-я (внешняя)—микрозональны. Кристалл трещиноват и обохрен
	2-я зона, бледно-зеленая	0,29	1,5680	1,5631	0,0049		
			1,5663	1,5616	0,0047		
	3-я зона, бледно-зеленая	0,05	1,5704	1,5658	0,0046		
			1,5691	1,5640	0,0051		
	4-я зона, внешняя, бледно-зеленая	0,2	1,5710	1,5662	0,0048	$2{,}664 \pm 0{,}004$ (3)	
			1,5704	1,5658	0,0046		
			1,5698	1,5649	0,0049		
			1,5691	1,5640	0,0051		
10	1-я зона, центральная, голубоватая	1,3	1,5719	1,5696	0,0023	$2{,}676 \pm 0{,}001$ (2)	Видны 4 крупные зоны: центральная не имеет микрозонального строения, окраска ее голубоватая; 2-я зона того же цвета, но микрозональна; 3-я зона тоже микрозональна, но желто-бурого цвета; 4-я (внешняя) зона имеет голубоватую
			1,5710	1,5690	0,0020		
			1,5708	1,5688	0,0020		
			1,5700	1,5681	0,0019		
	2-я зона, голубоватая	0,1	1,5670	1,5629	0,0041		

Продолжение табл. 27

Номер кристалла	Номер зоны в кристаллах и ее цвет	Ширина зоны, см	Оптические свойства			$D^{t}_{4}V$	Макроскопическая характеристика зональности кристаллов
			No	*Ne*	*No*–*Ne*		
			1,5662	1,5620	0,0042		окраску, микрозональность в ней под бинокуляром не видна
			1,5659	1,5613	0,0046		
			1,5650	1,5608	0,0042		
			1,5644	1,5600	0,0044		
	3-я зона, обохрена, коричнево-желтая	0,05	1,5712	1,5669	0,0043		
			1,5695	1,5656	0,0039		
			1,5680	1,5635	0,0045		
	4-я зона, внешняя, голубоватая	0,3	1,5710	1,5662	0,0048	2,677±0,001 (2)	
			1,5686	1,5638	0,0048		
19	1-я зона, центральная, бледно-зеленая	1,10	1,5718	1,5671	0,0047	2,668±0,001 (2)	Отчетливо видны 6 крупных зон: центральная—бледно-зеленого цвета, не микрозональна; 2-я зона того же цвета, но микрозональна; 3-я зона имеет бледно-голубую окраску и микрозональное строение; 4-я зона голубая, тоже микрозональна; 5-я зона сильно трещиновата, замутнена, микрозональна, окраска ее серовато-зеленая; 6-я (внешняя) зона имеет бледно-зеленоватую окраску и микрозональное строение. На нее нарасли маленькие кристаллики вольфрамита и аквамарина.
			1,5711	1,5669	0,0042		
			1,5707	1,5663	0,0044		
			1,5700	1,5658	0,0042		
			1,5690	1,5645	0,0045		
			1,5685	1,5641	0,0044		
	2-я зона, бледно-зеленая	0,2	1,5748	1,5691	0,0057	2,672±0,0005 (2)	
			1,5733	1,5683	0,0050		
			1,5728	1,5681	0,0047		
			1,5712	1,5669	0,0043		
			1,5709	1,5659	0,0050		
			1,5699	1,5651	0,0048		
			1,5690	1,5640	0,0050		
	3-я зона, бледно-голубая	0,19	1,5756	1,5699	0,0057	2,665±0,001 (2)	
			1,5745	1,5689	0,0056		
			1,5738	1,5685	0,0053		
			1,5728	1,5679	0,0049		
			1,5718	1,5665	0,0053		
			1,5708	1,5643	0,0065		
	4-я зона, голубая	0,22	1,5789	1,5718	0,0071	2,669±0,001 (2)	
			1,5770	1,5702	0,0068		
			1,5759	1,5700	0,0059		
			1,5752	1,5694	0,0058		
			1,5748	1,5688	0,0060		
			1,5740	1,5682	0,0058		
			1,5732	1,5678	0,0054		

Продолжение табл. 27

Номер кристалла	Номер зоны в кристаллах и ее цвет	Ширина зоны, см	Оптические свойства			$D^t_{4/V}$	Макроскопическая характеристика зональности кристаллов
			No	*Ne*	*No—Ne*		
	5-я зона, серо-зеленая, мутная	0,13	1,5729	1,5670	0,0059	$2{,}670 \pm 0{,}002$ (2)	
			1,5725	1,5665	0,0060		
			1,5718	1,5649	0,0069		
			1,5692	1,5617	0,0075		
			1,5672	1,5602	0,0070		
			1,5652	1,5590	0,0062		
			1,5638	1,5578	0,0060		
	6-я зона, внешняя, блекло-зеленая	0,26	1,5628	1,5537	0,0091	$2{,}669 \pm 0{,}002$ (2)	
			1,5722	1,5672	0,0050		
			1,5712	1,5661	0,0051		
			1,5702	1,5658	0,0044		
			1,5692	1,5646	0,0046		
			1,5681	1,5638	0,0043		

но изменяется двупреломление *No—Ne*, в отдельных случаях снижаясь до 0,0021 (кристалл 7) и поднимаясь до 0,0091 (кристалл 19).

29 мелких прозрачных светло-окрашенных кристаллов аквамарина, светопреломление которых оказалось близким к светопреломлению периферических зон крупных зональных кристаллов, были ранее (Барабанов, Гончаров, 1972) исследованы на спектрофотометре СФ-4 в диапазоне 320—1100 нм. Кривые спектрального поглощения аквамаринов показаны на рис. 40.

В крупном кристалле аквамарина, состоящем из 3 зон, были вырезаны участки, отвечающие центральной, промежуточной и периферической зонам, и измерены их ИКС поглощения на спектрометре ИКС-14А в областях 400—2000 и 2000—4000 $см^{-1}$ (рис. 41). Одновременно из тех же зон был отобран материал, достаточный для определения удельного веса и проведения химического анализа (табл. 28). В соответствии с данными И. И. Плюсниной (1964) наши спектры соответствуют аквамарину с незначительным содержанием щелочей. При

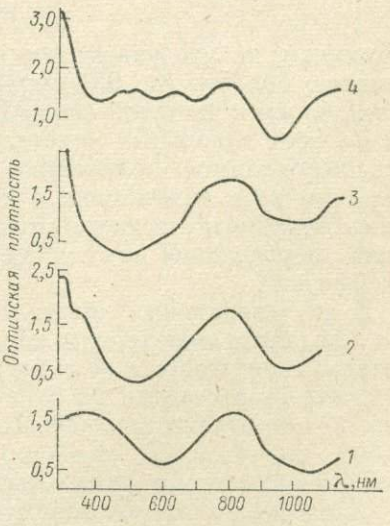


Рис. 40. Кривые спектрального поглощения аквамаринов.
1 — бесцветный; *2* — голубой; *3* — зеленый; *4* — желтый.

этом полосы поглощения соответственно отвечают: 1205—1216 $см^{-1}$ — коротковолновым колебаниям тетраэдра $[BeO_4]$, 799—800 $см^{-1}$ — колебаниям групп $[Si_6O_{18}]$, 743—590 $см^{-1}$ — колебаниям тетраэдра $[BeO_4]$, 518 $см^{-1}$ — октаэдра $[AlO_6]$ и 490—436 $см^{-1}$ — длинноволновым колебаниям тетраэдра $[SiO_4]$. В диапазоне 2000—4000 $см^{-1}$ фиксируются слабые полосы поглощения при 3546, 2900 и 2330 $см^{-1}$, отвечающие колебаниям гидроксильных (OH, F)-групп.

Интенсивная полоса с частотой 1205—1216 $см^{-1}$ свидетельствует о слабом замещении в тетраэдрах $[BeO_4]$ центрального катиона литием. В тетраэдрах же $[SiO_4]$ возможно очень небольшое замещение кремния

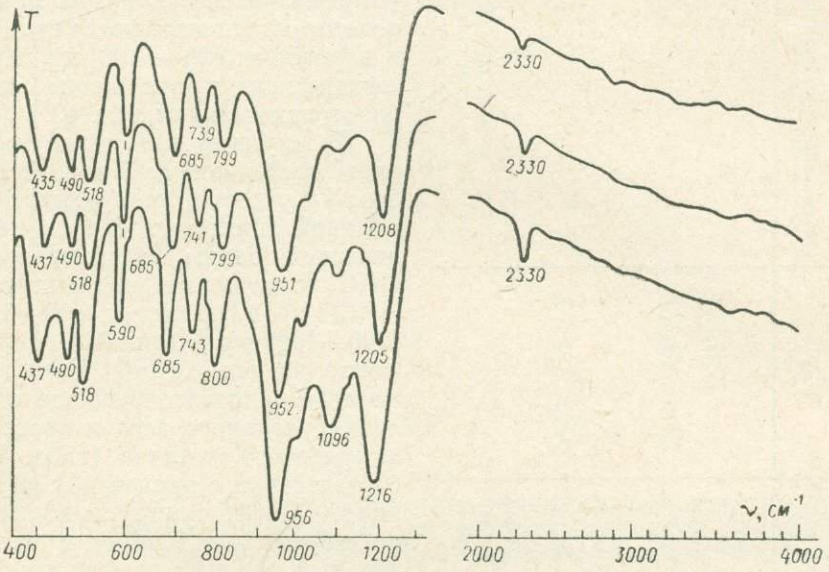


Рис. 41. Инфракрасные спектры поглощения зонального кристалла аквамарина 16.

алюминием, на что указывают и смещение полосы 956 $см^{-1}$ в длинноволновую область (до 951 $см^{-1}$) и параллельное увеличение интенсивности полосы с частотой около 1100 $см^{-1}$.

Во всех зональных кристаллах, где размеры зон позволяли выделить необходимое количество вещества, производилось определение удельного веса аквамарина в каждой из зон (табл. 28). Определение велось пикнометрическим методом, в воде, при навесках от 0,6 до 3,5 г. Число определений не менее 2. Ошибка определения не более $\pm 0{,}004$ $г/см^3$.

В двух зональных кристаллах (12 и 16), исследованных наиболее детально, были определены параметры a_0 и c_0. Это сделала В. В. Кондратьева в рентгеновской лаборатории кафедры кристаллографии ЛГУ. Параметр a_0 рассчитан по отражениям с индексами 10,00 и 650, параметр c_0 — по отражениям 008. Точность определения параметров: $a_{10,00}$ — $\pm 0{,}005$, a_{650} — $\pm 0{,}006$, c_{008} — $\pm 0{,}016$ Å. Значения параметров элементарной ячейки аквамарина в разных зонах кристаллов вместе с данными химических анализов вещества этих зон и значениями их плотности приведены в табл. 28 и на рис. 42.

Были сделаны полные химические анализы видимых зон в зональных кристаллах аквамарина: в кристалле 16, состоящем из 3 зон, и в кристалле 12, состоящем из 2 главных зон (табл. 28 и 29). Кроме того,

Таблица 28

Химический состав зональных аквамаринов и значения $D^t_{4/V}$, a_0, c_0 зон

Окисел	Кристалл 16, с 3 зонами							
	Внутренняя				Промежуточная			
	Вес. %	Мол. кол-ва	Ат. кол-ва×10^4	Соотношение катионов	Вес. %	Мол. кол-ва	Ат. кол-ва×10^4	Соотношение катионов
SiO_2	65,48	1,0913	10913	5,93	65,80	1,0955	10955	5,97
Al_2O_3	18,98	0,1861	3722	2,02	18,22	0,0787	3574	1,95
Fe_2O_3	0,05	0,0003	6	—	0,10	0,0006	1	0,01
CaO	0,28	0,0050	50	0,03	0,25	0,0044	44	0,02
MgO	0,22	0,0055	55	0,03	0,07	0,0017	17	0,01
K_2O	0,10	0,0010	20	0,01	0,10	0,0010	20	0,01
Na_2O	0,10	0,0016	32	0,02	0,14	0,0023	46	0,02
BeO	13,62	0,5448	5448	2,96	13,79	0,5516	5516	3,01
Li_2O	0,005	0,0002	4	—	0,0052	0,0002	4	—
Cs_2O	0,007	0,0000	—	—	0,016	0,0001	2	—
H_2O	0,96	0,0533	1066	0,58	1,32	0,0733	1466	0,80
Сумма	99,80	—	$\frac{20250}{11} = 1841$	11,00	99,81	—	$\frac{20190}{11} = 1835$	11,00
$D^t_{4/V}$	$2{,}676 \pm 0{,}0004$				$2{,}675 \pm 0{,}0002$			
Число определений	2				4			
$a_{10.00}$, Å	9,213				9,206			
a_{650}, Å	2,212				9,226			
$a_{ср}$, Å	9,2125				9,216			
c_{608}, Å	9,181				9,179			

Продолжение табл. 28

Окисел	Кристалл 16, с 3 зонами				Кристалл 12, с 2 зонами							
	Внешняя				Внутренняя				Внешняя			
	Вес. %	Мол. кол-ва	Ат. кол-ва×10⁴	Соотношение катионов	Вес. %	Мол. кол-ва	Ат. кол-ва×10⁴	Соотношение катионов	Вес. %	Мол. кол-ва	Ат. кол-ва×10⁴	Соотношение катионов
SiO_2	65,32	1,0778	10778	5,93	65,44	1,0907	10907	5,94	65,60	1,0933	10933	5,95
Al_2O_3	18,60	0,1825	3650	2,01	18,98	0,1861	3722	2,02	18,60	0,1823	3646	1,98
Fe_2O_3	0,12	0,0007	14	0,01	0,07	0,0004	8	—	0,13	0,0008	16	0,01
CaO	0,23	0,0041	41	0,02	0,23	0,0041	41	0,02	0,25	0,0045	45	0,02
MgO	Сл.	—	—	—	0,10	0,0025	25	0,01	0,07	0,0017	17	0,01
K_2O	0,09	0,0009	18	0,01	0,095	0,0010	20	0,01	0,09	0,0009	18	0,01
Na_2O	0,085	0,0014	28	0,01	0,085	0,0014	28	0,02	0,10	0,0016	32	0,02
BeO	13,71	0,5482	5482	3,01	13,70	0,5480	5480	2,98	13,82	0,5528	5528	3,00
Li_2O	0,0035	—	—	—	0,0053	0,0002	4	—	0,0035	0,0001	2	—
Cs_2O	0,015	—	—	—	0,007	—	—	—	0,018	0,0001	2	—
H_2O	1,28	0,0711	1422	0,78	1,32	0,0733	1466	0,80	1,08	0,0600	1200	0,67
Сумма	99,44	—	$\frac{20013}{11}=$ $=1819$	11,0	100,03	—	$\frac{20235}{11}=$ $=1839$	11,00	99,76	—	$\frac{20239}{11}=$ $=1840$	11,00
$D^t_{4/V}$	2,673±0,003				2,668±0,0005				2,681±0,001			
Число определений	2				2				2			
$a_{10,00}$, Å	9,206				9,212				9,238			
a_{650}, Å	9,212				9,213				9,234			
$a_{ср}$, Å	9,209				9,2125				9,236			
c_{008}, Å	9,181				9,184				9,208			

количественным спектральным анализом на спектрометре ИСП-51 с камерой УФ-85 из четко различимых зон в различных кристаллах было определено содержание щелочей Na_2O, K_2O, Cs_2O и Li_2O. Аналитическими линиями при этом служили: для лития — линия с $\lambda = 6707{,}84$, для натрия — 8194,81, для калия — 7664,9, для цезия — 8521,11 Å. Сравнение

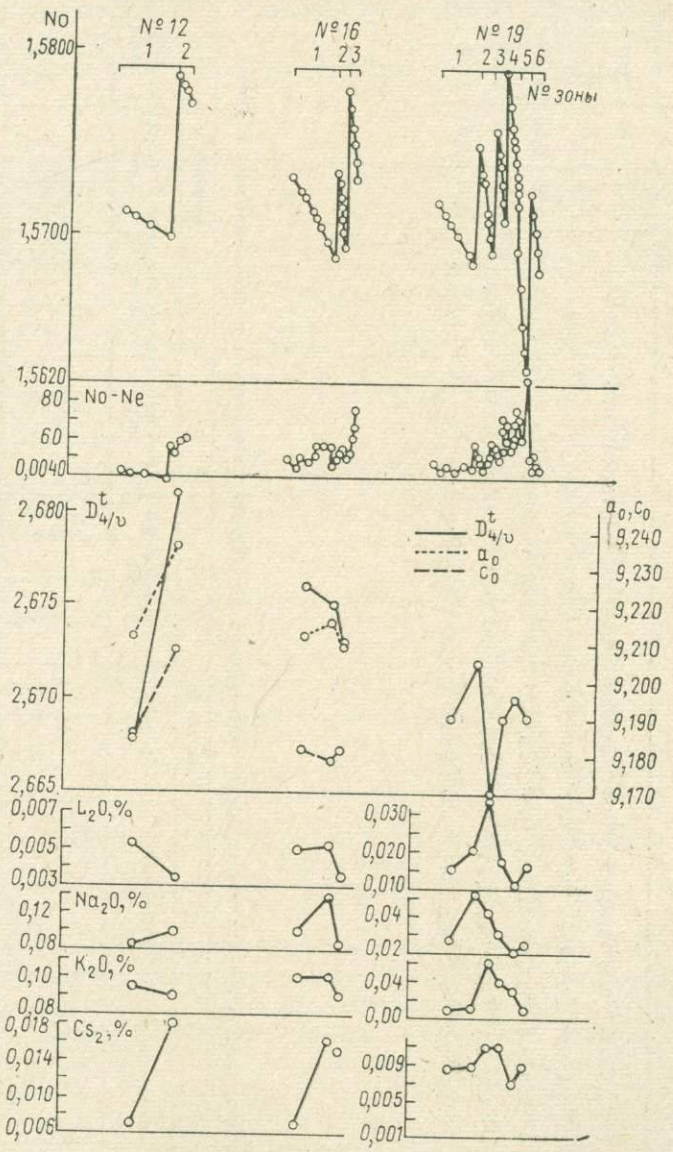


Рис. 42. Сопоставление физических свойств и состава микропримесей в зональных аквамаринах (кристаллы 12, 16 и 19).

результатов анализов, произведенных химическим и спектральным методами, дано в табл. 30.

Из приведенных в этой таблице данных видно, что порядок содержаний щелочей, определенных двумя методами, остается практически одним и тем же. Однако спектральный анализ в ряде случаев дает бо-

Таблица 29

Химический состав зон в зональных кристаллах аквамарина и суммарный заряд катионов в группах

Кристалл	Зона	Кристаллохимическая формула состава зоны	Суммарный заряд групп				
			Be_3	Al_2	Si_6	$(O, OH)_{18}$	$W_k - W_a$
16, с 3 зонами	Центр.	$(Be_{2,94}K_{0,01}Na_{0,02}Ca_{0,03})_{3,00}(Al_{1,97}Mg_{0,03})_{2,00}(Si_{5,93}Al_{0,05}Be_{0,02})_{6,00}(O_{17,85}OH_{0,15})_{18,0}$	5,97	5,97	23,91	35,85	0,00
	Промеж.	$(Be_{2,98}K_{0,01}Na_{0,02})_{3,01}(Al_{1,95}Fe^{3+}_{0,01}Mg_{0,01}Ca_{0,02})_{1,99}(Si_{5,97}Be_{0,03})_{6,00}(O_{17,87}OH_{0,73})_{18,00}$	5,99	5,94	23,92	35,87	−0,02
	Периф.	$(Be_{2,96}K_{0,01}Na_{0,01}Ca_{0,02})_{3,00}(Al_{1,99}Fe^{3+}_{0,01})_{2,00}(Si_{5,93}Al_{0,02}Be_{0,05})_{6,00}(O_{17,87}OH_{0,13})_{18,00}$	5,98	6,00	23,88	35,87	−0,01
12, с 2 зонами	Центр.	$(Be_{2,95}K_{0,01}Na_{0,02}Ca_{0,02})_{3,00}(Al_{1,99}Mg_{0,01})_{2,00}(Si_{5,94}Al_{0,03}Be_{0,03})_{6,00}(O_{17,83}OH_{0,17})_{18,00}$	5,97	5,99	23,90	35,83	+0,03
	Периф.	$(Be_{2,95}K_{0,01}Na_{0,02}Ca_{0,02})_{3,00}(Al_{1,98}Mg_{0,01}Fe^{3+}_{0,01})_{2,00}(Si_{5,95}Be_{0,05})_{6,00}(O_{17,81}OH_{0,19})_{18,00}$	5,97	5,96	23,89	35,81	+0,01

Таблица 30

Содержание щелочей в различных зонах аквамаринов по данным химического и спектрального анализов

Окисел	Кристалл 12				Кристалл 16						Кристалл 19									
	Центральная зона		Периферическая зона		Центральная зона		Средняя зона		Периферическая зона		2-я от центра зона		3-я от центра зона		4-я от центра зона		5-я от центра зона		Периферическая зона	
	Хим.	Спектр.	Хим.	Спектр.	Хим.	Спектр.	Хим.	Спектр.	Хим.	Спектр.	Хим.	Спектр.	Хим.	Спектр.	Хим.	Спектр.	Хим.	Спектр.	Хим.	Спектр.
Li_2O	0,0053	0,0225	0,0035	0,0013	0,0050	0,0235	0,0052	—	0,0035	0,0125	—	0,020	—	0,034	—	0,017	—	0,011	—	0,016
Na_2O	0,085	0,075	0,10	0,025	0,10	0,03	0,14	—	0,085	0,082	—	0,052	—	0,042	—	0,030	—	0,022	—	0,025
K_2O	0,095	0,02	0,09	0,05	0,10	0,012	0,10	—	0,09	0,025	—	0,010	—	0,060	—	0,040	—	0,030	—	0,010
Cs_2O	0,007	0,0035	0,018	0,04	0,007	0,02	0,016	—	0,015	0,035	—	0,0090	—	0,010	—	0,010	—	0,007	—	0,0095

лее высокие значения Cs_2O и Li_2O и более низкие K_2O и Na_2O.

В полизональном кристалле 19, кроме того, на микроанализаторе „Geoscan" были пройдены зондовые профили, которые позволили наиболее точно нарисовать картину распределения Fe, Al и Cs по зонам кристалла аквамарина (рис. 43). Условия съемки: угол выхода рентгеновского излучения 75°; ускоряющее напряжение менялось от 15 до 25 кВ при токе на образце 0,1 мкА; кристаллы-анализаторы: для Al—слюда, для Fe и Cs—LiF. Образец был напылен медью. Рис. 43 ясно

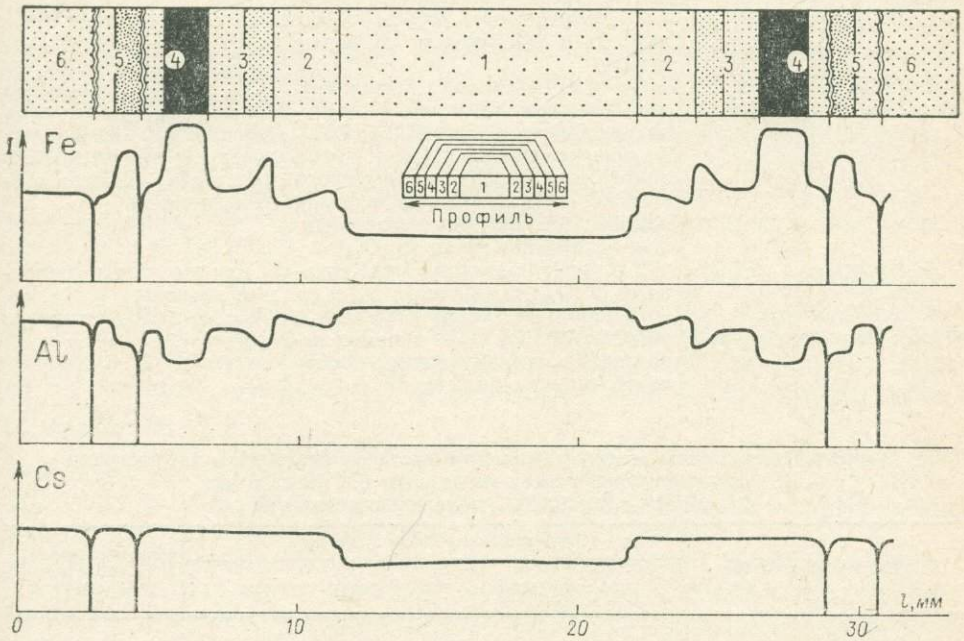


Рис. 43. Распределение Fe, Al и Cs по зонам в кристалле аквамарина 19 по данным микрозонда.

1–6 — номера зон; *I* — интенсивность рентгеновского излучения; *l* — расстояние от края кристалла.

показывает: 1) неравномерное распределение Fe, Al и Cs по зонам, 2) отрицательную корреляцию между Al и Fe, 3) максимальную обогащенность железом зон, имеющих зеленовато-голубую окраску, 4) обогащенность внешних прерывистых зон аквамарина цезием.

Результатам исследования минералогии, геохимии, кристаллохимии и типоморфизма аквамаринов посвящена большая литература. Ниже дается краткий обзор работ, опубликованных за последние 20 лет.

В. Ф. Барабанов и Л. Ступкина (1955) дали описание зональных топазов, ассоциирующих с зональными аквамаринами и морионами, и свое толкование их генезиса.

Г. Бергерхоф и В. Новацкий (Bergerhoff, Nowacki, 1955) показали на картах электронной плотности, что молекулы воды и большая часть щелочных ионов в структуре берилла занимают позицию 2*a*, т. е. находятся в середине каналов $[Si_6O_{18}]$. В. А. Франк-Каменецкий и Т. А. Соседко (1958) в согласии с представлением названных исследователей подтвердили их мнение о положении щелочных катионов и молекул воды в структуре берилла.

Таблица 31

Положение щелочей и молекул воды в структуре берилла по данным различных авторов

Литературный источник	Щелочные катионы	Молекулы воды
G. Bergerhoff, W. Nowacki (1955)	K, Rb, Cs в центре каналов, строго посередине между кольцами $[Si_6O_{18}]$; Li, Na, Ca — в положении Al	Там же, где и щелочные катионы
В. А. Франк-Каменецкий, Т. А. Соседко (1958)	Щелочные катионы — в центре каналов, между кольцами $[Si_6O_{18}]$	То же
Н. В. Белов (1958)	Li замещает Be, при этом Na^+ или Ca^{2+} внедряются в полые каналы	В полых каналах
В. В. Бакакин, Н. В. Белов (1962)	Na; Ca — в каналах между двумя группами HOH; K — в каналах, подобно группам HOH; Rb — в каналах между HOH и тремя анионами сильно искаженного кольца $[Si_6O_{18}]$; Cs — в каналах подобно Rb, но при незначительном искажении колец $[Si_6O_{18}]$	В каналах в центре колец $[Si_6O_{18}]$ в виде групп HOH. Количество воды обычно несколько превышает число щелочных катионов
A. Vorma e. a. (1965)	В середине каналов между кольцами $[Si_6O_{18}]$ в плоскости Al и Be	Там же, где и щелочные катионы
Т. А. Соседко, В. А. Франк-Каменецкий (1972)	Li занимает место бериллия в тетраэдрах; Na, Cs — в полых каналах; K — до 70% входит в состав газово-жидких включений	В полых каналах вместе с Na и Cs

Таблица 32

Корреляционная связь между химическим составом бериллов и параметрами их элементарных ячеек по данным Г. Гиббса и др. (Gibbs e. a., 1968) с дополнениями автора

Литературный источник	Корреляционная связь существует		Корреляционной связи не существует
	положительная	отрицательная	
А. И. Гинзбург (1955)	—	Щелочи — Be	—
Т. А. Соседко (1957)	Щелочи — *c*	То же	Щелочи — *a*
В. А. Франк-Каменецкий, Т. А. Соседко (1958)	То же	„	То же
W. T. Schaller e. a. (1962)	Щелочи — *a*		Щелочи — *c*
В. В. Бакакин, Н. В. Белов (1962)	Na, Ca, K, Cs — вода	Be — Li Si — Be, Al Al — Fe^{3+}, Mg, Sc, Mn, Li	—
В. Г. Фекличев (1963)	Щелочи — *c*	Щелочи — Be Mg — Al	—
A. Vorma e. a. (1965)	То же	—	Щелочи — *a*
В. В. Бакакин и др. (1967)		Be — *c* Al — *a*	Cs — *a* или *c* Na — *a* или *c* Ca — *a* или *c*
K. Nassau, D. L. Wood (1968)	—	—	Щелочи — вода
Т. А. Соседко, В. А. Франк-Каменецкий (1972)		Щелочи — Be	Щелочи — *a*
H. de Almeida Sampaio Filmo e. a. (1973)	Fe — *a* (Fe + Mn + Mg) — *a* Li — *c* Na — *a*	Be — *c* Be — Li Al — *a* Al — Fe Al — (Fe + Mn + Mg)	—
I. Oftedal	—	—	Li — Cs

В. Ф. Барабанов (1955б) дал описание топазовых жил, содержащих зональные аквамарины, несколько подробнее высказался об их генезисе.

В. Б. Бакакин и Н. В. Белов (1962) дали наиболее полное описание кристаллохимии берилла, объяснив положение в структуре его Be, Si, Al, Fe^{3+}, Li, Mg, Fe^{2+}, Sc, Mn, а также щелочных катионов Na, Ca, K, Rb, Cs и молекул воды (табл. 31, 32). Они показали также, что, как правило, число молекул воды превышает число катионов щелочных металлов.

Г. Тцшорн (Tzschorn, 1963) впервые дал детальное минералогическое описание зональных аквамаринов, кратко описанных В. Ф. Барабановым (1959), показав, что светопреломление в их кристаллах в одном случае увеличивается от периферии к центру, в другом — уменьшается или изменяется еще более сложно. Установлена микрозональность периферических зон и возрастание здесь содержания Na и Cs. Содержание K и Li в центре кристаллов оказалось, напротив, более высокое. Светопреломление и удельный вес бериллов не зависят от содержания щелочей. Микрозональные участки имеют $2V=8\div13°$. По средним значениям $N=(No+Ne)/2$ центральных зон все кристаллы разбиты на четыре группы.

И. Г. Павлова (1963) показала, что зависимость оптических свойств берилла от условий образования более сложна, чем это предполагал М. Д. Дорфман (1962). Показатели преломления различных зон даже у одного кристалла могут существенно отличаться. Это обусловлено, по ее мнению, изменением щелочности—кислотности минералообразующего раствора.

У. Уоттерс (Watters, 1963) исследовал зональные бериллы из Новой Зеландии. Установлено, что зоны, обогащенные щелочами и железом, имеют более высокое светопреломление. Различие в химическом составе зон — результат медленной кристаллизации.

В. Г. Фекличев (1963) показал, что содержание щелочей и щелочноземельных атомов в бериллах обусловлено условиями их генезиса. Он отметил также, что количество воды в бериллах равно количеству щелочных и щелочноземельных элементов. В. Г. Фекличев (1964) в отдельной монографии дал ценную сводку данных по минералогии, геохимии и кристаллохимии берилла. Описал неоднородности кристаллов берилла и объяснил колебание физических свойств содержанием примесей, особенно щелочей. Показал, что в силу большой изоморфной емкости берилл может служить своеобразным индикатором геохимических условий образования.

М. Стаатц и др. (Staatz e. a., 1965) спектральным анализом установили присутствие в кристаллах берилла примесей 33 элементов. Содержание их определяется составом жил и пород, в которых формировался берилл.

А. Ворма и др. (Vorma e. a., 1965) экспериментально подтвердили, что в щелочных бериллах ионы щелочных металлов и молекулы воды находятся в каналах, образованных кольцами $[Si_6O_{18}]$, располагаясь в плоскости ионов Al и Be (позиция 2*a*).

Т. А. Лукьянова (Соседко) (1966) обобщила результаты своих исследований бериллов (1957—1965 гг.) и сделала следующие выводы: 1) Li, Na, K, Rb, Cs — структурная примесь берилла; 2) берилл — индикатор минералообразующей среды; 3) параметр *c* элементарной ячейки щелочных бериллов — функция состава щелочей; 4) до 70% K_2O и до 10% Na_2O в щелочных бериллах связаны с газово-жидкими включениями. Они удаляются при нагревании до 800° С; 5) на величину

параметра *c* главным образом влияет содержание лития; 6) роль K и Rb ничтожно мала. Сделаны и некоторые другие выводы.

Д. Вуд и К. Нассау (Wood, Nassau, 1968) исследовали спектры поглощения 79 кристаллов берилла в ИК-, видимой и УФ-областях и обнаружили, что молекулы воды в каналах ориентированы вдоль двойных осей берилла, а при наличии крупных катионов щелочных металлов — вдоль шестерной оси, как это было показано еще В. В. Бакаки-

Таблица 33

Зависимость физических свойств бериллов от состава и условий генезиса по данным различных авторов

Литературный источник	Светопреломление	Окраска	Удельный вес
М. Д. Дорфман (1962)	Зависит от содержания щелочей	—	—
G. Tzschorn (1963)	Не зависит от содержания щелочей	—	Не зависит от содержания щелочей
И. Г. Павлова (1963)	Зависит от pH минералообразующего раствора, а также примесей R_2O, Fe, Cr, Mn, Ni	—	—
W. A. Watters (1963)	Зависит от содержания щелочей и железа	—	—
В. Г. Фекличев (1964)	Зависит от примесей щелочей и железа	Зависит от примесей хромофоров	Зависит от химического состава
D. L. Wood, K. Nassau (1968)	—	Зависит от примесей: Cr — изумрудная, V — густо-зеленая, Fe^{2+} и Fe^{3+} — в зависимости от положения в структуре (бледно-зеленая, желтая, голубая), Mn^{2+} — розовая	—
M. W. Chandhary (1971)	Зависит от примесей Fe	—	—
A. Hall, G. N. Walsh (1971)	Зависит от содержания молекулярной воды	—	—
А. В. Барабанов, Г. Н. Гончаров (1972)	—	Изменение окраски от желтой до голубой зависит от соотношения Fe^{3+}/Fe^{2+} в структуре берилла	—
Настоящая книга	Зависит от содержания Fe_2O_3	Голубая окраска — результат высокого отношения Fe^{3+}/Fe^{2+}	Примеси CaO и MgO повышают удельный вес, H_2O — понижают

ным и Н. В. Беловым (1962). Ими же объяснена природа различной окраски кристаллов берилла (табл. 33). Те же авторы (Nassau, Wood, 1968) описали красный берилл из штата Юта, в котором несмотря на наличие щелочей ($\Sigma = 0{,}3\%$) полностью отсутствовала вода. Красный цвет берилла они объяснили присутствием Mn^{2+}.

М. Б. Чистякова (1968) описала берилл, содержащий 1,34% MgO и 2,84% Fe_2O_3 из хрусталеносных пегматитов Казахстана и кристаллизующийся вслед за ним скандиевый аналог — баццит $Be_3Sc_2Si_6O_{18}$, в котором $^2/_3$ Al замещены Sc.

И. Офтедаль (Oftedal, 1970) в бериллах из пегматитов Норвегии исследовал содержание Li и Cs. Отмечено обогащение литием бериллов из наиболее молодых пегматитов. Установлено отсутствие корреляции между содержаниями Li и Cs.

П. Повондра и К. Лангер (Povondra, Langer, 1971) экспериментально показали, что в гексагональный магнезиальный кордиерит может изоморфно входить до 4 мол. % берилла. Схема замещения: $2Mg^{2+}+2Al^{3+}\rightleftarrows 3Be^{2+}+Si^{4+}$. Более высокое содержание бериллия в кордиерите, вероятно, обязано схеме $Na^{+}+Be^{2+}\rightleftarrows Al^{3+}$.

М. Чандари (Chandhary, 1971), исследуя зональный берилл из пегматитовой жилы Раджастана (Индия), обнаружил, что внешняя зона, несколько обогащенная железом, имеет более высокое светопреломление и большие значения *a* и *c*. Предполагается, что в конце кристаллизации берилла он обогащается более устойчивой с понижением температуры молекулой $Be_3ScFe^{3+}Si_6O_{18}$.

А. Холл и Д. Уолш (Hall, Walsh, 1971), исследуя бериллы Ирландии, пришли к заключению, что их светопреломление зависит прежде всего от количества молекулярной воды, входящей в структуру минерала.

А. В. Барабанов и Г. Н. Гончаров (1972) спектрофотометрически изучили кристаллы аквамарина, описанные ранее (Tzschorn, 1963), и показали, что появление в них голубой окраски обязано возрастанию роли Fe^{3+}.

Т. А. Соседко и В. А. Франк-Каменецкий (1972) еще раз подтвердили следующее: а) отрицательную корреляцию, существующую между щелочами и дефицитом бериллия (Гинзбург, 1955); б) изоморфизм Be (тетраэдр)→Li (тетраэдр) + ($R + H_2O$) (в полых каналах) (Бакакин, Белов, 1962); в) относительное содержание щелочных атомов в берилле обусловлено условиями его генезиса (Фекличев, 1963); г) положительную корреляцию между содержанием щелочей и *c* и отсутствие влияния щелочей на *a* (Соседко, 1957).

Альмейдо Сампайо Фильхо и др. (Almeido Sampaio Filho e. a., 1973) тщательно исследовали рентгенометрически охарактеризованные химическими анализами образцы бериллов из Бразилии. Установлена положительная корреляция между содержанием Fe, Mn, Mg, Na и параметром *a*, между Li и параметром *c* и отрицательная — между Fe, Mn, Mg, параметром *a* и содержанием Al, а также между содержанием Be, замещающего его Li и между содержанием Be и параметром *c*.

Из приведенного обзора и составленных на его основе таблиц, показывающих существующие взгляды: на положение щелочей и воды в структуре берилла (табл. 31), на корреляционные связи между химическим составом берилла и параметрами его элементарной ячейки (табл. 32), на зависимость других физических свойств берилла от состава и условий генезиса (табл. 33), — следует, что если взаимосвязь щелочей с бериллием и их влияние на параметр *c*, а также положение атомов щелочных металлов и молекул воды в каналах, образованных кольцами $[Si_6O_{18}]$, в настоящее время не вызывают сомнения, то причины колебаний светопреломления, удельного веса, окраски и величины параметра *a* у берилла остаются менее ясными.

Ниже эти вопросы и обсуждаются на основе наших экспериментальных данных.

Исследование светопреломления зональных кристаллов аквамарина (табл. 27, рис. 38 и 39) показывает, что рост центральных, более мощных, зон обычно сопровождался плавным снижением *No*. Формирование же узких периферических зон кристаллов сопровождалось

неоднократным скачкообразным повышением значений *No* и столь же быстрым последующим снижением. Наиболее высокие значения *No*, обычно характеризующие периферические зоны (рис. 39, кристаллы 16, 14, 19 и др.), соответствуют, как правило, голубой окраске.

На рис. 42 отчетливо видно, что повышение светопреломления зональных кристаллов 12 и 16 совпадает с возрастанием в тех направлениях содержаний Fe_2O_3, Sc и Cs_2O. С учетом литературных данных (табл. 33), данных спектрофотометрии и абсолютных количеств этих окислов можно предполагать, что светопреломление аквамаринов определяется прежде всего содержанием в них окиси железа. По-видимому, это же обстоятельство играло основную роль в случае, описанном И. Г. Павловой (1963).

Таблица 34

Характеристика места взятия образцов аквамарина

Окраска	Местонахождение жил	Характер жил	Парагенезис
Голубовато-зеленая	Близповерхностный контакт гранита с песчано-сланцевой толщей (выработка Н. Ф. Поднебесных)	Жилы многократного разверзания, сопровождавшегося дроблением, брекчированием, пересыщениями	Кварц, топаз, лимонит, арсенопирит, сфалерит, молибденит, галенит, халькопирит, висмутин, козалит, пирит, касситерит, молибдит
Желтая	Гранит в 40—50 м от поверхности (яма Миллионная)	Четковидные жилы более спокойного тектонического режима формирования	Кварц, топаз, сидерофиллит, сидерит, ферберит

Чтобы убедиться в том, что появление голубой окраски в периферических зонах аквамаринов обязано повышенному содержанию здесь Fe_2O_3, были исследованы спектры поглощения мелких светлоокрашенных голубовато-зеленых кристаллов, которыми обычно, как своеобразной бахромой, покрыты грани крупных зональных кристаллов аквамарина. Кристаллы эти весьма обычны в жилах старательской выработки Н. Ф. Поднебесных, расположенной у западного близповерхностного контакта интрузии рудоносных биотитовых гранитов с роговиками, образовавшимися по вмещающим песчано-сланцевым породам палеозоя. Для сравнения, как уже отмечалось выше, были исследованы также мелкие кристаллы аквамарина, окрашенные в интенсивно желтый цвет и собранные из отвалов шахты Миллионной, пройденной в граните на значительную глубину.

Геологические и минералогические особенности этих двух выработок схематически показаны в табл. 34.

Общим для всех исследованных кристаллов аквамарина является наличие в их спектрах поглощения (рис. 40, *1—4*) широкой полосы в красной—инфракрасной области, которую, согласно С. В. Грум-Гржимайло (1966) и А. С. Марфунину и др. (1967), следует приписать присутствию Fe^{2+} в VI координации, и полосы, круто поднимающейся при 400—450 нм и уходящей в ультрафиолетовую область. Эта полоса поглощения связана с электронным переходом с переносом заряда от ионов кислорода к Fe^{3+}, находящемуся в октаэдрическом окружении (Грум-Гржимайло, 1966).

В спектрах рис. 40 наблюдаются и другие, более слабые, полосы поглощения, на обсуждении которых ввиду большой сложности их ин-

терпретации, не входящей в задачи данного исследования, мы не останавливаемся.

В спектрах поглощения бесцветного аквамарина и в ряду аквамаринов, окрашенных в голубые, голубовато-зеленые, бледно-зеленые, желто-зеленые и желтые тона, отмечается закономерное изменение соотношения интенсивностей линий поглощения Fe^{2+} и Fe^{3+}, обусловленное изменением соотношения концентраций железа в этих состояниях. При этом у бесцветных кристаллов наблюдается почти полное отсутствие поглощения в видимой области, за исключением хорошо выраженного максимума поглощения Fe^{3+} в ближнем ультрафиолете. В спектрах поглощения желтых аквамаринов (гелиодоров) интенсивность поглощения Fe^{2+} по сравнению с Fe^{3+} максимальна для анализируемого ряда окрасок.

Другим признаком изменения концентраций Fe^{2+} и Fe^{3+} при переходе от бесцветной, голубоватой окраски к желтой служит смещение полос поглощения Fe^{2+} и Fe^{3+}, вызванное изменением размеров координационных полиэдров вследствие изменения концентраций заключенных в них ионов Fe^{2+} и Fe^{3+}. Наблюдаемый в спектрах голубоватых и бесцветных аквамаринов сдвиг полосы поглощения Fe^{3+} в длинноволновую область спектра и сдвиг полосы поглощения Fe^{2+} у желтых аквамаринов в область коротких волн свидетельствует об уменьшении в желтых аквамаринах по сравнению с бесцветными и голубоватыми концентрации Fe^{3+} и увеличении концентрации Fe^{2+}.

Установленные выше закономерности изменения соотношения Fe^{3+}/Fe^{2+} в разноокрашенных аквамаринах дают возможность судить о вариации окислительно-восстановительной обстановки их формирования. Желтые аквамарины (гелиодоры), содержащие наиболее высокие относительные концентрации Fe^{2+}, формировались в условиях более восстановительной среды, чем аквамарины с голубоватой, зеленоватой окраской.

Микрозональность крупных кристаллов аквамарина, фиксирующая, как правило, смену зеленых голубыми и бесцветными окрасками от внутренних к периферийным зонам кристалла, свидетельствует, таким образом, о закономерном нарастании отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} к концу их формирования и, стало быть, о возрастании окислительного потенциала среды минералообразования. Это наблюдение было сделано ранее В. Г. Фекличевым (1964).

ИКС трех зон кристалла 16 при всей кажущейся близости спектров обнаруживают и некоторое различие. Оно состоит в том, что полоса коротковолновых колебаний тетраэдров $[BeO_4]$ смещается от 1216 $см^{-1}$ в центральной зоне кристалла до 1205 $см^{-1}$ в промежуточной и до 1208 $см^{-1}$ в периферической зонах. Это смещение указывает на снижение содержания и без того небольшого количества щелочей в зонах аквамарина в направлении от центра кристалла к его периферии (Плюснина, 1964). Колебания полосы коротковолновых колебаний тетраэдров $[SiO_4]$ от 956 до 951 $см^{-1}$ можно объяснить замещением части атомов кремния более легкими атомами алюминия и бериллия. Слабые полосы в области 2330 $см^{-1}$ свидетельствуют о наличии связанных гидроксильных групп, незначительное количество которых в разных зонах кристалла практически остается постоянным.

Таким образом, ИК-спектры зонального кристалла аквамарина указывают на принадлежность его к слабощелочным разностям и возможный изоморфизм в тетраэдрических группах $[BeO_4]$ и в кольцах $[Si_6O_{18}]$, впервые отмеченный В. В. Бакакиным и Н. В. Беловым (1962).

Удельный вес различных зон аквамаринов сильно колеблется

(табл. 27, 28). На рис. 6 показаны эти колебания на примере кристаллов 12, 16 и 19. Резкое возрастание удельного веса аквамарина от центра к периферии в кристалле 12 совпадает с возрастанием содержаний в том же направлении CaO (0,23—0,25%), Fe_2O_3 (0,07—0,13%), Cs_2O (0,07—0,018%), Na_2O (0,085—0,10%), Cs (0,003—0,010%) и падением содержания воды (1,33—1,07%), MgO, Li_2O, K_2O. Понижение удельного веса в направлении от центральной зоны к периферической в трехзональном кристалле 16 совпадает с падением содержаний в тех же зонах CaO (0,28—0,25—0,23%), MgO (0,24—0,07 — следы), щелочей в периферической зоне и соответственно повышением содержания воды (0,96—1,32—1,28%), скандия (0,002—0,010%), Cs_2O (0,07—0,016—0,015%), Fe_2O_3 (0,05—0,12%). В шестизональном кристалле 19 можно видеть совпадение минимального значения удельного веса в 3-й зоне с максимальным содержанием в этой части кристалла щелочей. Но щелочи эти, возможно, приурочены к газово-жидким включениям, фиксирующимся в данных зонах кристалла 19. Поэтому понижение удельного веса в этих зонах связывать с изоморфными замещениями в структуре аквамарина, по-видимому, нельзя.

Обобщая приведенные данные, с учетом процентного содержания примесей можно считать, что удельный вес аквамарина в нашем случае повышают примеси кальция, магния, железа, цезия, скандия и понижает входящая в структуру вода.

В двузональном кристалле 12 параметры a_0 и c_0, как видно из рис. 42, резко увеличиваются в периферической зоне. Однако химический состав зон практически не меняется (табл. 28, 29).

В трехзональном кристалле 16 параметры a_0 и c_0 несколько изменяются: параметр a_0 возрастает в промежуточной зоне, а параметр c_0 в этой зоне, напротив, несколько понижается. Химический анализ зон кристалла 16 (табл. 28, 29) показывает, что изоморфизм в промежуточной зоне наиболее широко проявился в группе $[AlO_6]$ и меньше всего — в тетраэдрических группах $[BeO_4]$ и $[SiO_4]$. Возможно, что, как это было недавно отмечено (Almeido Sampai Filho e. a., 1973), здесь проявляется некоторое увеличение параметра a_0 за счет изоморфизма в группе $[AlO_6]$.

В целом же однозначно связать указанные колебания параметров a_0 и c_0 различных зон кристаллов аквамарина лишь с изменением химического состава зон и тем более с содержанием в этих зонах щелочей пока еще очень трудно. Не исключено поэтому и то, что в условиях резкого пересыщения минералообразующего раствора, характеризующих рост периферических зон кристаллов, здесь образуются более рыхлые, более объемные структуры аквамарина.

Спектроскопические исследования и полный химический анализ двузонального (кристалл 12) и трехзонального (кристалл 16) аквамаринов, выполненные с особой тщательностью химиком-аналитиком Б. И. Шляффером в центральной лаборатории СЗТГУ в 1963 г. (табл. 28—30), показывают, что наши аквамарины слабощелочные ($R_2O < <0,25\%$), но содержат до 0,28% CaO и до 0,22% MgO. Содержание воды в них достигает 1,32%.

Расчет анализов на 11 катионов, что представляется нам более правильным, чем у Н. В. Белова (1959), с учетом суммарных зарядов групп в структуре аквамарина (табл. 29) и данные микрозондирования (рис. 49) приводят к выводу о имеющем место изоморфизме в группах $[Be_3]$, $[Al_2]$ и $[Si_6O_{18}]$. При этом подтверждается известная закономерность (Бакакин, Белов, 1962): дефицит атомов кремния в кольцах $[Si_6O_{18}]$, который можно покрыть введением на их место четырехкоор-

динационных атомов алюминия и бериллия, почти всегда компенсируется близким или равным числом атомов кальция, натрия и калия, относимых поэтому нами при расчете к группе [Be_3]. Таким образом, можно считать доказанным, что атомы щелочных и щелочноземельных элементов действительно помещаются внутри шестичленных колец [Si_6O_{18}], понижая заряд тех из тетраэдров, в которых вместо кремния центральными атомами оказались алюминий или бериллий.

В связи с этим нельзя не отметить одного ошибочного суждения в широко известной книге о берилле. Автор ее, В. Г. Фекличев (1964, с. 15—16), пишет: «Хотя бериллий, так же как и кремний, имеет четвертую координацию, но роль его в структуре берилла резко отличается. Если кремнекислородные тетраэдры образуют сквозные каналы, трубы, заполненные водой, инертными газами, щелочами, то ионы бериллия и алюминия представляют собой как бы растяжки и распорки между этими трубами. Кремнекислородные тетраэдры в структуре берилла очень устойчивы, в то время как тетраэдры [BeO_4] непрочны, бериллий, так же как и алюминий, участвует в сложных изоморфных замещениях, содержание его в берилле в отличие от постоянного содержания кремния колеблется. По химическим свойствам в структуре берилла бериллий гораздо ближе к выполняющему роль основного катиона алюминию, чем к кремнию, выполняющему роль кислотного катиона. Химические анализы берилла свидетельствуют об отсутствии изоморфных замещений между Be и Si, что также говорит о неравноценности тетраэдров BeO_4 и SiO_4 в структуре берилла» (разрядка моя. — *В. Б.*).

Как было показано выше, наши данные этих взглядов не подтверждают. Более того, в процессе роста кристаллов аквамарина количество бериллия, замещающего кремний в кольцах [Si_6O_{18}], в обоих исследованных кристаллах растет (табл. 29). Создается впечатление, что в условиях резкого пересыщения, характеризующего обстановку, в которой образуются внешние зоны наших кристаллов, геохимические свойства бериллия приближаются к свойствам кремния и именно поэтому число атомов бериллия, участвующих в постройке колец [$(Si, Be)_6O_{18}$], увеличивается.

Возможно, что такой «вынужденный» изоморфизм происходит в результате повышения щелочности минералообразующего раствора в моменты отделения газовой фазы (F, Cl, CO_2, H_2S, H_2), которыми сопровождаются приоткрывания жильных трещин (Барабанов, 1958а, 1961). В этом случае и появление во внешних зонах аквамарина окисного железа и цезия может быть объяснено периодическим повышением окислительного потенциала среды при отделении от минералообразующего раствора H_2, CH_4 и других газообразных восстановителей в моменты разверзания жильных трещин.

Все вышеизложенное позволяет сделать следующие выводы.

1. Кристаллы зонального аквамарина Шерловой Горы, формировавшиеся в глубинных, относительно спокойных тектонических условиях, имеют ярко-желтую окраску и однородное строение. Кристаллы из жил, формировавшихся в близповерхностных, тектонически напряженных условиях, имеют зональные или ритмично-зональные состав и свойства — цвет, светопреломление, двупреломление, удельный вес, спектры ИКС, параметры решетки и колеблющееся содержание примесей Fe_2O_3, MgO, CaO, Li_2O, Na_2O, K_2O, Cs_2O, H_2O, Sc.

2. Прослежено влияние этих примесей на свойства аквамарина и выяснено, что Fe_2O_3 повышает светопреломление аквамарина и вызы-

вает появление в нем голубой окраски; CaO и MgO повышают удельный вес аквамарина, H_2O, напротив, снижает его.

3. Подтверждается изоморфизм во всех структурных группах аквамарина. Высказывается мнение о том, что в кольцах $[Si_6O_{18}]$ имела место замена части атомов кремния атомами Be и Al с одновременным вхождением внутрь этих колец эквивалентного числа атомов щелочных элементов и кальция.

4. Предполагается, что все многообразие свойств и состава микропримесей в кристаллах зонального аквамарина обязано изменению тектонического режима условий кристаллизации в процессе многократного трещинообразования с периодическими вскипаниями минералообразующего раствора, вызывающими отделение газовой фазы, повышение щелочности раствора и его окислительных свойств.

5. Зональность аквамарина может рассматриваться, таким образом, в качестве объективного критерия геохимических условий формирования редкометальных жил.

Флюорит

Нами исследован образец флюорита (1540/56), в котором сумма редких земель была на порядок выше, чем в образцах флюоритов из других месторождений Забайкалья — Спокойного (871 и 1031), Калангуя (405/55) и Солонечного (50/62). В последних сумма редких земель составила 0,05% (табл. 35). Для этого были сопоставлены спектры люминесценции флюорита Шерловой Горы со спектрами люминесценции флюоритов из перечисленных месторождений.

Исследованию спектров люминесценции природного флюорита посвящено довольно большое число работ (Василькова, 1963; Феофилов, 1956; Chatterjee, 1939; Haberlandt, 1954, и др.). При этом большинство линий и полос связываются обычно с ионами редких земель, входящими в кристаллическую решетку флюорита. Принято считать, что линейные спектры люминесценции, обусловленные присутствием трехвалентных ионов от Pr^{3+} до Yb^{3+}, своей четкостью обязаны электронным переходам внутри 4*f*-оболочки, защищенной, как известно, от возмущающего действия внешнего окружения заполненной ксеноновой оболочкой $5s^2p^6$. Широкие полосы в спектре, связанные с присутствием двухвалентных ионов (Nd^{2+}, Sm^{2+}, Eu^{2+}, Dy^{2+}, Ho^{2+}, Er^{2+}, Tu^{2+}, Yb^{2+}), объясняются (Пшибрам, 1959; Feofilov, 1964) переходами избыточных валентных электронов на более удаленные орбиты. Известно также, что на спектр излучения ионов редких земель оказывает влияние ближайшее окружение или электрические поля кристаллической решетки, которые в свою очередь в известной степени определяются условиями образования люминофора, т. е. генезисом флюорита. Проблема типоморфизма флюорита в целом в настоящее время лишь начинает разрабатываться. В этом отношении очень интересна работа И. В. Степанова и П. П. Феофилова (1956), которым удалось получить два резко различных спектра излучения у кристаллов искусственного флюорита, активированных редкими землями, в различных окислительно-восстановительных условиях.

Фотографирование спектров люминесценции наших образцов производилось в лаборатории Научно-исследовательского физического института Ленинградского университета на спектрографе ИСП-67. Для съемки спектров использовалась камера с фокусным расстоянием 500 мм. Линейная дисперсия спектрографа при этом изменялась от $10{,}5 \cdot 10^{-4}$ мкм/мм для $\lambda = 4047 \cdot 10^{-4}$ мкм до $65{,}1 \cdot 10^{-4}$ мкм/мм для

Таблица 35

Содержание редких земель во флюоритах Забайкалья

Номер образца	Месторождение	Цвет флюорита	Сумма, %	% к сумме										
				La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu+Gd	Y+Tb	Dy	Gd	Er	Tu+Tb+Lu
50/62	Солонечное	Зеленый	0,05	7,0	21,0	4,5	16,5	4,1	3,7	34,3	3,9	1,1	2,2	1,7
405/55	Калангуй	Фиолетовый	0,05	5,0	10,0	—	5,0	—	—	80,0	—	—	—	—
871	Спокойное	Дымчато-фиолетовый .	0,06	1,3	2,0	0,1	2,5	2,5	5,7	79,4	2,8	1,0	1,9	0,9
1031	„	Зеленый	0,05	0,9	1,5	0,1	2,0	2,3	4,8	82,1	2,9	0,1	1,2	2,1
1540/56	Шерловая Гора	Светло-зеленый	0,56	0,7	1,0	0,2	1,2	2,0	5,0	77,8	1,5	1,3	4,5	4,8

Таблица 36

Содержание редких земель в прокаленных образцах флюорита Шерловой Горы

Температура прокаливания, °С	Сумма редких земель, %	ThO_2, %	Содержание редких земель, % к сумме												
			La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu+Gd	Tb	Y+Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu
200	0,80	0,0048	0,4	1,3	0,3	1,7	3,8	5,6	—	76,3	1,2	4,8	4,8	4,5	
400	0,80	0,0048	0,5	1,0	0,3	1,8	3,8	5,3	—	77,5	1,4	4,1	0,2	3,8	0,3
600	0,85	0,0048	0,4	1,0	0,5	1,3	4,4	6,3	—	76,9	1,1	3,7	0,4	4,0	
800	0,85	0,0048	0,5	1,4	0,4	1,5	4,3	5,6	—	76,3	0,9	4,5	0,2	4,1	0,4
1000	0,85	0,0050	0,4	1,4	0,4	1,8	4,1	6,1	—	76,3	1,0	3,8	0,3	4,4	

$\lambda = 6563 \cdot 10^{-4}$ мкм. Свечение возбуждалось ртутной лампой СВДШ со светофильтром УФС-6. Экспозиция съемки для каждого образца составляла 40 мин. В качестве репера использовался спектр железной дуги. Полученные спектры люминесценции флюоритов приведены на рис. 44. Из рассмотрения табл. 35 видно, что состав редких земель во флюорите Шерловой Горы подобен таковому в образцах из Спокойнинского,

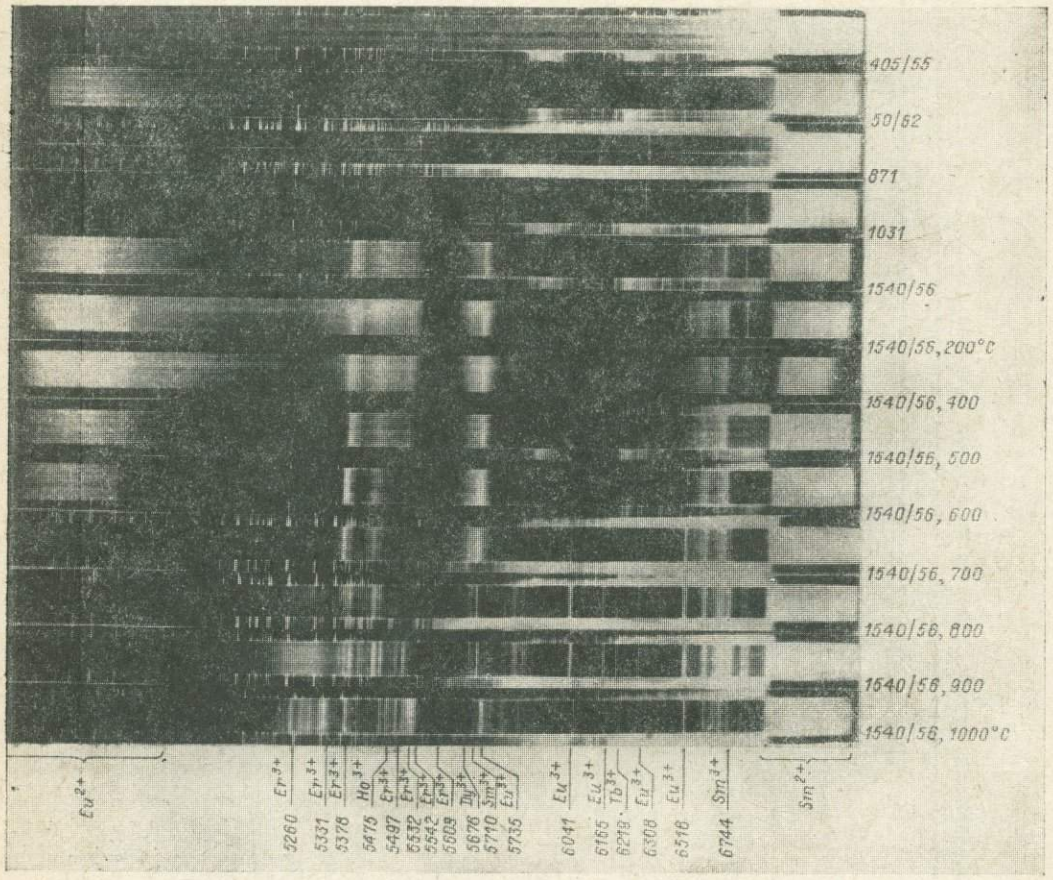


Рис. 44. Спектры люминесценции флюоритов.

но суммарное содержание их в данном образце, как уже отмечалось, в 10 раз больше. Спектр свечения флюорита состоит из широкой синей полосы, излучаемой двухвалентными европием, полосы двухвалентного самария в ИК-области и четких линий, отвечающих люминесценции трехвалентных Eu, Sm, Dy, Er, Tb, и Ho.

Чтобы убедиться в том, что флюориты из грейзеновых месторождений несут на себе признаки формирования в более окислительных условиях, шерловогорский флюорит (обр. 1540/56) был последовательно нагрет в открытой муфельной печи до 200, 400, 500, 600, 700, 800 и 1000° С. При этом после каждого нагревания снимался спектр люминесценции и в некоторых образцах определялись состав и содержание редких земель (табл. 36).

Сравнение спектров люминесценции прокаленных образцов (рис. 44) показывает, что общий характер их в условиях высоких температур и свободного доступа кислорода сохраняется. Особенности же некоторых изменений состоят в следующем. В интервале 20—200° С наблюдается повышение интенсивности флюоресценции по всему видимому спектру. Выше 200° С она снижается и у образца, прокаленного до 600° С, полностью исчезает. Синяя флюоресценция двухвалентного европия фиксируется у флюорита еще при 700° С и полностью исчезает при 800° С. Это, видимо, соответствует переходу двухвалентного европия в трехвалентное состояние, так как в спектре появляются новые четкие линии, отвечающие Eu^{3+}, и увеличивается интенсивность ранее существовавших линий Eu^{3+}. В зеленой области спектра прокаленного до 700° С флюорита появляются, кроме того, добавочные линии Ho^{3+}, а свыше 900° С — линии Er^{3+}. Свечение двухвалентного самария с повышением температуры прокаливания становится менее интенсивным, но даже у флюорита, нагретого до 1000° С, оно не исчезает полностью. Спектр люминесценции флюорита, прокаленного до 1000° С, состоит из резких линий Tb^{3+}, Ho^{3+}, Sm^{3+}, Eu^{3+}, Er^{3+} и Dy^{3+}.

Таким образом, прокаливание на воздухе флюорита из грейзенового месторождения приводит лишь к окислению ионов редких земель (Sm, Eu), находящихся до прокаливания в двухвалентном состоянии, и не вносит существенных изменений в структуру спектра.

Добавим для сравнения, что спектры люминесценции флюоритов из Спокойнинского (грейзеновое месторождение) (№ 871 и 1031) близки между собой. В их синей области хорошо заметна широкая полоса двухвалентного европия, а в ближней ИК-области — полоса двухвалентного самария. Кроме того, фиксируются линии Tb^{3+}, Eu^{3+}, Dy^{3+} и Sm^{3+}. Структура спектра, в особенности в области появления линий Eu^{3+}, Sm^{3+}, Tb^{3+}, весьма близка к полученной для флюорита, выращенного в окислительных условиях (Степанов, Феофилов, 1956).

Спектры же люминесценции обр. 50/62 и 405/55 также близки между собой. У обоих флюоритов отмечается ИК-люминесценция Sm^{2+}. В спектре свечения обр. 50/62 в синей области обнаруживается широкая полоса, обусловленная люминесценцией двухвалентного европия. В красной области фиксируются слабые линии Pr^{3+} у обр. 405/55 на фоне слабой диффузной полосы, распространяющейся по всему спектру, заметны слабые линии Sm^{3+}, Eu^{3+}, Pr^{3+}. Интересно, что структура спектра и длина волны фиксируемых линий Sm^{3+}, Eu^{3+} и Pr^{3+} у обр. 405/55 и линий Pr^{3+} у обр. 50/62 соответствуют спектрам искусственного флюорита с добавками Sm, Eu, Pr, выращенного в резко восстановительных условиях (Степанов, Феофилов, 1956). Это соответствует, повидимому, действительным условиям образования флюорита. Так, например, Калангуйское флюоритовое месторождение, по данным А. А. Ивановой (1965), П. П. Пилипенко (1937), В. С. Кормилицына и А. А. Ивановой (1959) и др., залегая в углистых сланцах юры, несет на себе признаки формирования в существенно восстановительных условиях углисто-фтористо-сероводородной среды.

Таким образом, спектры люминесценции флюорита могут служить одним из типоморфных признаков для этого минерала.

ГЛАВА III

ДЕДОВА ГОРА. МАЛЫЙ АНГАТУЙ

Ангатуйское рудное поле, приуроченное к Дурулгуевской гранитной интрузии, состоит из четырех отдельных месторождений: Дедовогорского и Мало-Ангатуйского месторождений вольфрамита, месторождений касситерита Шерловая Гора и Майское. Поле располагается на северных отрогах хр. Эрмана, в южной части Восточного Забайкалья.

История открытия и исследования Дедовогорского и Ангатуйского месторождений может быть кратко изложена в следующем виде. При производстве геологической съемки района в 1931 г. в пади Большой Ангатуй геологами был обнаружен россыпной касситерит. В 1934 г. в район находки были направлены разведочные партии треста «Забайкалолово» под руководством Л. Н. Козлова. Коренной касситерит здесь, однако, не был найден.

С 1935 г. поиски касситерита были возобновлены геологом Н. А. Кряжевым. Он обнаружил россыпное месторождение касситерита, названное позднее Ималкинским, и касситерито-вольфрамитовое оруденение в пади Большой Ангатуй. В 1939—1941 гг. основные работы были сосредоточены на площади Ималкинского месторождения под руководством Д. И. Щербакова и И. Ф. Григорьева. Вслед за этими находками в экзоконтактовой зоне Дурулгуевской интрузии было открыто более крупное Мало-Ангатуйское вольфрамитовое месторождение.

Мало-Ангатуйское месторождение, как и весь Дурулгуевский гранитный массив, с 1946 по 1949 г. изучались сотрудниками ВСЕГЕИ Н. В. Шталь, В. С. Кормилициным и др. В 1949 г. близ Ангатуйского месторождения было открыто месторождение Дедова Гора. С 1949 по 1951 г. разведка двух этих месторождений производилась Ангатуйской геологоразведочной партией под руководством Ф. М. Морозова. В результате этих работ были подсчитаны запасы вольфрамита на Малом Ангатуе и Дедовой Горе. В это же время началась и разработка этих месторождений. В 1955 г. А. М. Гребенниковым был составлен отчет о результатах работ Ангатуйской геологической партии.

Основная масса руды в период эксплуатации месторождений поступала с рудников Малый Ангатуй и Дедова Гора, остальные месторождения использовались главным образом старателями. Разработка Мало-Ангатуйского месторождения была прекращена в 1959 г., а Дедовогорского — в 1962 г.

1. КРАТКИЙ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Ангатуйское рудное поле генетически связано с Дурулгуевским гранитным массивом, расположенным, как уже выше отмечалось, в пределах Агинского палеозойского поля. В геологическом строении района

принимают участие сильно метаморфизованные немые песчано-сланцевые толщи, отнесенные к среднему и верхнему палеозою. Они представлены чередующимися слоями песчаников, алевролитов, глинистых сланцев и реже конгломератов. Среди вмещающих Дурулгуевскую интрузию пород наибольшую мощность имеют алевролиты — мелкозернистые породы с массивной и бластоалевролитовой структурой. Переходы от песчаников к алевролитам и сланцам чаще всего постепенные, но бывает и резкая смена слоев.

Все осадочные породы района смяты в систему сложных складок северо-восточного и северо-западного простираний. Возраст складчатости считается верхнепалеозойским. Верхний возрастной предел складчатости устанавливается по внедрению Дурулгуевской интрузии, формирование которой происходило, по-видимому, в консолидированной жесткой структуре Агинского поднятия и связано с развитием мощных разломов северо-восточного и северо-западного простираний.

Н. В. Шталь (1958), детально изучавшая этот гранитный массив, выделила четыре основных этапа магматической деятельности. В первый этап по разлому северо-восточного простирания произошло внедрение интрузии гранодиорита с видимыми размерами 7×22 км. Северный контакт тела — крутопадающий, южный — полого погружается в толщу вмещающих пород. Сланцы у контакта с интрузией смяты в складки и в значительной степени фельдшпатизированы. В краевых участках гранодиорита наблюдается обилие измененных ксенолитов вмещающих пород, что придает этим частям интрузии явно гибридный характер. Вдоль северного контакта тела наблюдается изменение ориентировки плоскопараллельных текстур гранодиорита согласно простиранию плоскости контакта. Для тела гранодиорита характерно наличие первичных трещин отдельности, обычно сопряженных с плоскопараллельными текстурами. Часть этих трещин, имеющих северо-восточное простирание, выполнена телами пегматитов, аплитов, микрогранитов и кварцевыми жилами. Минеральный состав гранодиорита, %: плагиоклаз (олигоклаз) — 40—45, калиевый полевой шпат — 25, биотит, роговая обманка — 10, акцессорные минералы — циркон, апатит, магнетит, ильменит, рутил.

Во второй этап происходило формирование тела порфировидных гранитов к северу от интрузии гранодиорита. Площадь этого тела составляет 80 км^2. Внедрение данной интрузии шло по разлому северо-восточного простирания подобно интрузии гранодиорита. Северный контакт биотитовых гранитов с вмещающими сланцами крутой, близкий к вертикальному, а южный — более пологий. Вдоль южного контакта интрузии встречается большое количество ксенолитов вмещающих пород. Для описываемого тела биотитовых гранитов наблюдается «обтекание» контактов, устанавливаемое по ориентировке плоскопараллельных текстур. На контакте с биотитовым порфировидным гранитом заметна перекристаллизация гранодиорита и его интенсивное изменение. В апикальных и приконтактовых частях интрузии встречается большое количество поздних тектонических трещин, являющихся наряду с первичными трещинами отдельности путями для проникновения гидротермальных растворов. К этим системам трещин приурочены поля интенсивной грейзенизации биотитовых порфировидных гранитов.

Особенность грейзенизации гранитов второго интрузивного этапа и более молодых гранитов заключается в развитии своеобразного кварц-мусковит-гранатового грейзена. Гранат ферроспессартинового состава является весьма распространенным вторичным минералом, развивающимся по плагиоклазу.

В приконтактовых частях интрузии встречается значительное количество пегматитов, даек микрогранитов, аплитов и кварцевых жил. Иногда в виде шлиров встречаются пегматоидные образования и обособления аплитов, простирания их большей частью совпадают с ориентировкой порфировых вкрапленников плагиоклаза и калиевого полевого шпата.

Минеральный состав порфировидных биотитовых гранитов, %: плагиоклаз и калиевый полевой шпат в различных соотношениях — 50—70, кварц — 25—30, биотит — 5—15, акцессорные минералы — апатит, ильменит, циркон, ортит; вторичные минералы — мусковит, серицит, гранат.

В третий этап формируются центральное и восточное тела биотит-мусковитовых и биотитовых гранитов. Центральная интрузия имеет площадь 50 км². На востоке, в районе пади Челотый, отмечаются небольшие тела биотитовых мелкозернистых гранитов, вытянутые в северо-западном и северо-восточном направлениях. Образование центрального и восточных тел этого магматического этапа происходило в связи с развитием разломов северо-западного простирания, сопряженных с главными северо-восточными тектоническими зонами. Контакты их с порфировидными биотитовыми гранитами четкие. Своеобразие интрузии биотит-мусковитовых и биотитовых мелкозернистых гранитов проявляется в обилии генетически связанных с ней пегматитов с характерным редкометальным оруденением. Пегматитовые тела и жильные образования приурочены главным образом к пологопадающим системам трещин и в меньшей степени к крутопадающим трещинам. Граниты третьего этапа формирования также подверглись интенсивной грейзенизации. Минеральный состав мелкозернистых биотит-мусковитовых и биотитовых гранитов, %: микроклин — 25—15, плагиоклаз — 30, кварц — 25—30, биотит и мусковит — 15, акцессорные минералы — циркон, апатит, рутил, ильменит, арсенопирит, пирит; вторичные минералы — мусковит, гранат.

К последнему этапу относится формирование трещинной интрузии грубозернистых мусковитовых гранитов в юго-западной части массива. Интрузия вытянута в северо-западном направлении, имеет четкие и крутые контакты с вмещающими породами. Северо-восточный ее контакт падает под интрузию гранодиорита, причем последняя сильно изменена. С мусковитовыми гранитами связаны многочисленные тела пегматитов и кварцевые жилы. И эти граниты в значительной степени грейзенизированы.

Дедова Гора

В северной части массива вольфрамо-оловянное оруденение приурочено к эндо- и экзоконтактовым зонам сильно измененных порфировидных биотитовых гранитов. Биотитовые граниты в этой части интрузии превращены в двуслюдяные и мусковитовые среднезернистые разности гранитов с характерными для них акцессорными минералами — апатитом, гранатом, вольфрамитом, пиритом, халькопиритом, арсенопиритом и др.

А. М. Гребенников (1955) рассматривает мусковитовые среднезернистые граниты как «малую интрузию», приуроченную к контакту порфировидных гранитов со сланцами. Однако отмеченные процессы замещения и наличие постепенных переходов от биотитовых к мусковитовым гранитам позволяют считать последние продуктом метасоматического преобразования биотитовых гранитов.

Дедовогорское месторождение вольфрамита приурочено к зоне эндоконтакта интрузии, Ангатуйское месторождение — к экзоконтакту. Структура рудного поля месторождения Дедова Гора отличается своей простотой. Серия параллельных кварцевых жил сечет среднезернистые мусковитовые граниты. Некоторые жилы прослеживаются и в песчано-сланцевой толще в виде тонких, быстро выклинивающихся прожилков. Азимут простирания жил 340—350°; падение — на северо-восток под углами 85—70°; мощность жил меняется от нескольких сантиметров до 60—70 см; средняя мощность жил 30—50 см. Устанавливается небольшое отклонение простирания рудных жил от простирания трещин отдельности в гранитах (для последних характерны азимуты простирания 320—330°).

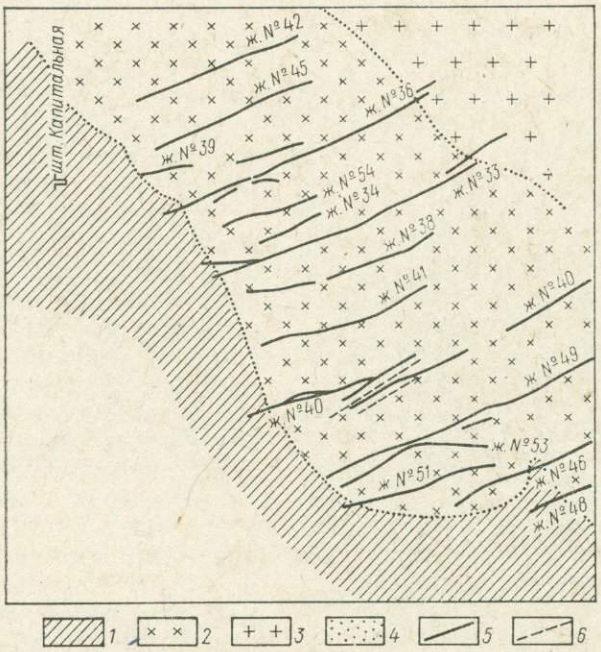


Рис. 45. Схематическая геологическая карта Дедовогорского вольфрамитового месторождения (по Морозову, Клименко, Надырову, 1962).

1 — метаморфизованные песчаники, алевролиты и глинистые сланцы; *2* — среднезернистые мусковитовые граниты; *3* — порфировидные двуслюдяные граниты; *4* — сильно разрушенные, местами каолинизированные граниты; *5* — выход кварцевых жил на поверхность; *6* — тектонические нарушения.

Морфология жил весьма проста; изредка наблюдается их разветвление на серию менее мощных жил. Характерно, что с уменьшением мощности несколько повышается содержание вольфрамита в жиле. Среднее содержание вольфрамита в жиле обычно составляет около 1%, однако встречаются участки жил с содержанием до 6% (жила № 38).

Наиболее богаты вольфрамитом северные фланги, расположенные вблизи контакта интрузии с вмещающими песчано-сланцевыми породами. В сторону южных флангов, где жилы выклиниваются в граните, происходит резкое уменьшение содержания вольфрамита вплоть до полного его исчезновения.

Всего при разведке Дедовогорского месторождения было вскрыто 19 кварцевых жил, из них промышленное значение имеют 6 жил: № 33, 36, 38, 40, 42, 45. Схематическая геологическая карта Дедовогорского месторождения представлена на рис. 45. Жилы слагаются массивным сливным кварцем светло- и темно-серого цвета, с характерной трещиноватостью, обычно перпендикулярной к зальбандам жил. Слабое развитие полосчатых и колломорфных текстур рудных жил говорит о том, что в период их формирования, по-видимому, не происходило быстрого приоткрывания жильных трещин с явлениями резкого пересыщения гидротермальных растворов твердой и газовой фазами, каковые отмечались на Букуке, Белухе, Антоновой Горе.

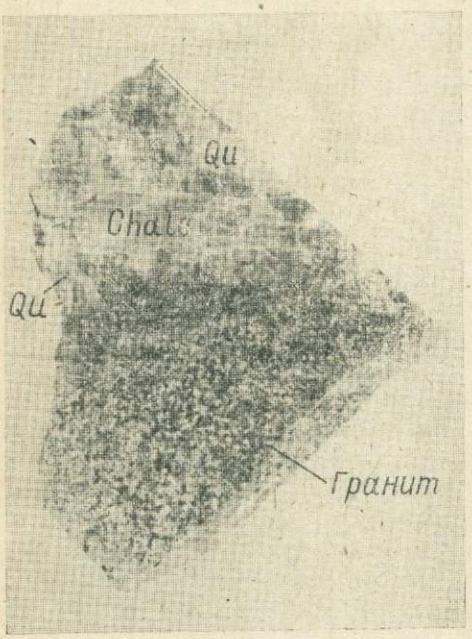


Рис. 46. Контакт грейзенизированного гранита, обогащенного микроклином и вольфрамитом, с кварцевой жилой (*Qu*). Жила сечется прожилком роговикового кварца (*Chalc*).

Обр. 2804/62, полированный штуф, уменьшение 1:4.

Рудные жилы и вмещающие их граниты секутся сложной системой прожилков молочно-белого гребенчатого кварца. Мощность их обычно 1—2 см. Иногда подобные жилы позднего кварца образуют сетчатые зоны мощностью около 50 см и азимутом простирания СЗ 300—310°. Гранит вблизи этих зон всегда сильно нарушен и превращен в рыхлую массу. Зоны сопровождаются зеркалами скольжения и глинками трения. Иногда молочно-белый кварц цементирует брекчию, состоящую из обломков рудного кварца и гранита.

Рудные кварцевые жилы и прожилки молочно-белого гребенчатого кварца в свою очередь секутся халцедоновидными жилами (рис. 46), имеющими мощность до 80 см. Наконец, последние в ряде мест пересекаются жилками опаловидного кварца различной мощности. Таким образом, направления трещин, раскрывавшихся весьма быстро, здесь, как правило, не совпадают с простиранием рудных жил.

В граните кроме отмеченных жил встречаются линзовидные пегматитовидные обособления калиевого полевого шпата и кварца. Размер их от нескольких сантиметров до нескольких метров. Обычно они не сопровождаются какими-либо изменениями вмещающего гранита. Часто наблюдаются постепенные переходы от равномернозернистых гранитов к подобным пегматоидным выделениям.

Околожильные изменения гранитов

Кварц-вольфрамитовые жилы Дедовогорского месторождения сопровождаются зонами околожильных изменений, мощность которых обычно не превышает 25—30 см.

Граниты, в которых залегают жилы, представляют собой лейкократовые породы, их минеральный состав, %: 40 — кварца, 25—30—

Таблица 37

Результаты измерения плагиоклазов на федоровском столике

Координаты двойниковой оси	Номер шлифа			
	2806-8	2806-8А	2801-24	2807-8
DNg	15°	17°	15°	14°
DNm	74	73	75	75
DNp	86	88	84	87
Номер плагиоклаза	4	3	5	6
Закон двойникования	Альбитовый			
2*V*	80°	79°	80°	—

альбита № 5—7; 15—20 — мусковита, 10—15 — калиевого полевого шпата.

Результаты измерения плагиоклазов на федоровском столике и их показатели преломления (табл. 37) показывают, что они представлены альбитом № 3—6. Светопреломление альбита ($Ng = 1{,}541 \pm 0{,}001$; $Np = 1{,}530 \pm 0{,}001$) подтверждает результаты измерения на федоровском столике. Оптические свойства калиевого полевого шпата: $Ng = 1{,}525 \pm 0{,}002$; $Np = 1{,}518 \pm 0{,}001$. Ориентировка оптической индикатрисы относительно полюса спайности по (001): $PNg = 82°$, $PNm = 12°$, $PNp = 80°$. Эти свойства отвечают микроклину чисто калиевого состава. Оптические свойства мусковита из гранитов и грейзенизированных зон: $Ng = 1{,}596 \pm 0{,}001$; $Nm = 1{,}588 \pm 0{,}002$; $2V = 42°$. Эти свойства (по Винчеллам, 1953) отвечают мусковиту, содержащему около 20% пикрофенгитового компонента.



Рис. 47. Альбит (*Ab*) в призальбандовой зоне грейзенизированного гранита (*Grz*).
Полированный штуф, уменьшение 1:3.

Граниты Дедовой Горы несут заметные следы полевошпатового метасоматоза: в них нередко можно видеть пойкилитовые зерна калиевого полевого шпата, содержащие реликты незамещенного альбита. При этом микроклиновая решетка видна только в тех участках калиевого полевого шпата, где сохраняются реликты альбита. Часто микроклин переполнен газово-жидкими включениями. Размер их 0,001—0,003 мм. Включения, однако, располагаются по краям зерна, иногда ими переполнено все зерно микроклина.

В образцах сильно грейзенизированного гранита из скважин характерно, напротив, полное отсутствие калиевого полевого шпата. Здесь можно отчетливо видеть замещение плагиоклаза гранатом вплоть

до образования полных псевдоморфоз граната по плагиоклазу. Альбит замещается светлой слюдой, кварцем и апатитом. Возможно, что подобные грейзены образовывались по биотитовым гранитам. Тогда железо и марганец, необходимые для образования граната, могли извлекаться из биотита, который при этом превращался в мусковит.

В целом процессы околожильных изменений выражаются в интенсивном окварцевании гранита на контакте с рудной жилой и в образовании мусковит-гранатовых или кварц-мусковитовых грейзенов. Альбит иногда сохраняется и у самого контакта с жилой (рис. 47), лишь незначительно замещаясь мусковитом, кварцем, гранатом и апатитом. В редких случаях наблюдается серицитизация его.

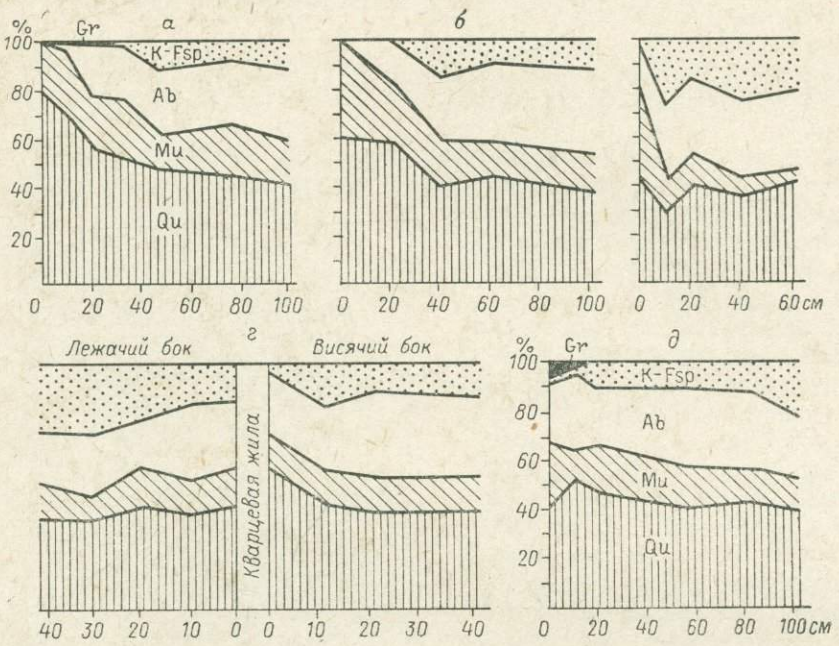


Рис. 48. Изменение минерального состава грейзенизированных гранитов в зависимости от расстояния до жилы.

а — разрез 2807, жила № 33; *б* — разрез 917, жила № 33; *в* — разрез 2803, жила № 45; *г* — разрез 2806, жила № 36; *д* — разрез 2802, жила № 45; *Qu* — кварц; *Mu* — мусковит; *Ab* — альбит; *K — Fsp* — калиевый полевой шпат; *Gr* — гранат.

На контакте с жилой происходит сплошное окварцевание гранита, при этом от альбита остаются лишь реликты. Содержание апатита резко повышается в зоне грейзенизации. Затем происходит вынос апатита в жилу, и он отлагается обычно у зальбандов в виде хорошо образованных кристаллов, подобно тому, как это было отмечено на Букуке и Белухе (Барабанов, 1961).

Общий характер грейзенизации показан на рис. 48, где представлены результаты подсчетов на столике Андина главных породообразующих минералов по разрезам в процентах к площади шлифа. Эта трудоемкая работа по нашей просьбе была проведена Н. И. Красновой. На приведенном рисунке хорошо видно, что по мере приближения к рудным жилам в граните исчезают микроклин и альбит, а взамен их в околожильном грейзене увеличивается содержание мусковита и кварца, и на самом контакте с жилами появляется гранат.

Интересно поведение отдельных элементов по мере приближения к жиле (табл. 38). Это можно видеть из данных спектральных анали-

Таблица 38

Изменение содержания элементов в зоне околожильной грейзенизации гранита с расстоянием, %

2807-15	2807-14	2807-13	2807-12	2807-11	2807-10	2807-9		2807-1	2807-2	2807-3	2807-4	2807-5	2807-6	2807-7	2807-8
Расстояние места взятия пробы от контакта жилы, см															
80	60	50	35	20	10	0	Элемент, окисел	0	10	20	30	45	55	75	1 0
Висячий бок								Лежачий бок							
0,30	0,10	0,10	0,15	0,10	0,10	0,10	MgO	0,15	0,08	0,08	0,10	0,10	0,01	0,15	0,20
0,50	0,30	0,50	0,40	0,30	0,30	0,30	CaO	0,40	0,30	0,725	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30
0,15	0,15	0,20	0,20	0,03	0,50	0,10	Mn	1,0	0,30	0,25	0,10	0,25	0,25	0,25	0,25
0,015	0,008	0,003	0,003	0,02	0,01	0,02	Ti	0,02	0,01	0,01	0,02	0,12	0,015	0,02	0,03
0,0005	—	0,0005	0,0005	Сл.	Сл.	0,0003	Mo	0,001	0,0005	Следы		0,0005	0,002	0,002	0,001
—	—	0,003	0,001	0,003	0,001	Сл.	W	0,005	0,003	0,001	0,002	0,003	0,001	0,005	0,001
0,003	0,003	0,003	0,002	0,002	0,001	0,001	Zr	0,001	0,001	0,001	0,003	0,003	0,003	0,002	0,002
0,005	Сл.	0,007	0,01	0,007	0,005	—	Nb	—	Следы		0,003	0,003	0,005	0,007	0,001
0,0005	0,0004	0,0005	0,0006	0,0004	0,0005	0,0003	Be	0,0007	0,0005	0,0005	0,002	0,004	0,003	0,003	0,003
0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,05	0,05	Cu	0,05	0,03	0,02	0,015	0,01	0,02	0,01	0,01
Сл.	Сл.	0,0001	0,0001	0,0003	0,0003	0,003	Ag	0,003	0,0005	0,0002	Сл.	—	—	—	—
0,001	0,001	0,003	0,005	0,01	0,003	0,003	Bi	0,003	0,003	0,005	0,005	0,003	0,001	0,004	0,003
0,008	0,005	0,005	0,015	0,02	0,03	0,03	Zn	0,05	0,03	0,005	0,01	0,005	0,02	0,005	0,005
0,007	0,005	0,005	0,008	0,01	0,01	0,02	Sn	0,07	0,01	0,005	0,008	0,003	0,005	0,005	0,005

зов проб, взятых из образцов грейзенизированного гранита возле жилы № 33. Из табл. 38 и рис. 49 видно, что среднее содержание марганца в граните составляет 0,20%; на расстоянии 20 см от контакта с жилой оно падает до 0,03% и на контакте с жилой поднимается до 1%. Эти данные говорят о выносе марганца из призальбандовой зоны околожильного грейзена в жилу.

Для типичных металлов гидротермальных жил — меди, серебра, цинка и олова — отмечается увеличение их содержания по мере приближения к жиле, т. е. имеет место привнос этих элементов в зону околожильных изменений. Количество циркония и ниобия в призальбандо-

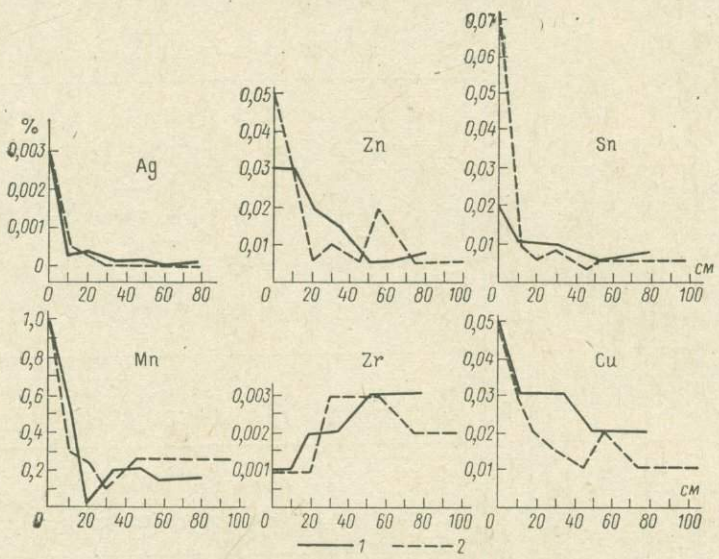


Рис. 49. Поведение элементов по мере приближения к жиле (жила № 33).

1 — висячий бок; *2* — лежачий бок.

вых участках грейзенов понижается по сравнению с содержанием этих элементов в неизмененных гранитах.

Слюды неизмененных гранитов и грейзенов почти не отличаются по оптическим свойствам, однако содержание в них отдельных элементов различно. Мусковит из грейзена характеризуется более низким содержанием Mg, Ti, Nb и Sc, отсутствием Ag и повышенным содержанием Cu и Zn (табл. 39). Для более полной характеристики слюды, формирующейся при грейзенизации, из мусковито-гранатового грейзена (обр. 2855-1) была выделена и исследована слюда. Химический анализ ее приведен в табл. 40. На рис. 50 показана термограмма слюды.

Для количественной оценки околожильной грейзенизации на Дедовогорском месторождении были сделаны пересчеты химических анализов сланцев, гранита и образовавшихся по ним грейзенов с учетом их пористости. Были рассчитаны также молекулярные объемы фаз в следующих популярных в литературе гипотетических реакциях:

$$\underset{\text{альбит}}{3NaAlSi_3O_8} + \underset{\text{раствор}}{KOH} + 2H_2O \rightarrow \underset{\text{мусковит}}{KAlSi_3O_{10}(OH)_2} + \underset{\text{кварц}}{6SiO_2} + \underset{\text{раствор}}{3NaOH};$$

$$\underset{\text{микроклин}}{3KAlSi_3O_8} + \underset{\text{раствор}}{H_2O} \rightarrow \underset{\text{мусковит}}{KAl_2Si_3O_{10}(OH)_2} + \underset{\text{кварц}}{6SiO_2} + \underset{\text{раствор}}{2KOH};$$

$$\underset{\text{альбит}}{NaAlSi_3O_8} + \underset{\text{раствор}}{3(Fe,\ Mn)Cl_2} + 2H_2O \rightarrow \underset{\text{гранат}}{Mn_2FeAl_2[SiO_4]_3} + \underset{\text{кварц}}{3SiO_2} + \underset{\text{раствор}}{2NaCl}.$$

Расчет этих объемов (табл. 41) показывает, что в реакциях замещения альбита серицитом (мусковитом) и гранатом имеется дефект объема 15—20 см³, который должен проявляться или в соответствующей пористости околожильных грейзенов, или в дополнительном привносе в эти зоны кварца.

Действительно, при образовании кварц-мусковитовых и кварц-гранат-мусковитовых грейзенов, как уже указывалось раньше, наблюдается процесс окварцевания. Однако чтобы решить вопрос о том, компенсируется ли дефект объема кварцем, освобождающимся при замещении альбита и микроклина слюдой и гранатом, или имеет место дополнительный привнос кварца, мы получили данные о пористости неизмененных гранитов и образующихся по ним грейзенов.

Пористость образцов пород, как известно, вычисляется по формуле $П = \frac{d - \sigma}{d} \times$ $\times 100\%$, где d — истинный удельный вес породы, т. е. удельный вес породы, свободной от пор; σ — объемный, или удельный, вес пористой породы. Объемный вес определяется методом гидростатического взвешивания запарафинированных образцов и вычисляется по формуле

$$\sigma = \frac{D}{D_1 - D_2 - \frac{D_1 - D_2}{C}},$$

где D — вес образца в воздухе; D_1 — вес запарафинированного образца в воздухе; D_2 — вес запарафинированного образца в воде; C — удельный вес парафина, равный 0,93 г/см³.

В табл. 42 приведены результаты определения объемного веса и пористости образца неизмененного гранита, слабо грейзенизированного гранита и гранат-мусковитового грейзена. Эти данные говорят о небольшом увеличении пористости грейзенизированных пород: пористость неизмененного гранита составляет 1,13, слабо грейзенизи-

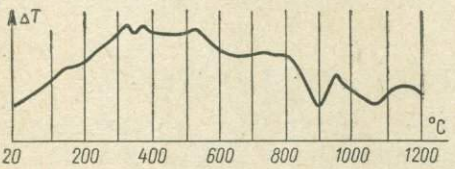


Рис. 50. Термограмма мусковита (обр. 2855-1).

Таблица 39

Сопоставление составов мусковита

Место взятия мусковита	Номера образцов	MgO	CaO	Fe_2O_3	Mn	Sc	Ti	V	Be	Nb	Cu	Ag	Zn	Sn
Гранит	2807-8	0,40	—	1,0	0,25	0,001	0,10	0,005	0,001	0,020	0,0003	0,0001	0,001	0,015
	2856	0,30	—	1,0	0,05	0,001	0,10	0,003	0,001	0,02	0,0003	0,0003	0,001	0,01
Грейзен	2808-4	0,10	—	1,0	0,05	—	0,05	0,005	0,001	0,01	0,005	0,0005	0,003	0,015
	2801-3	0,20	—	0,05	0,05	—	0,01	—	0,0001	—	0,0003	—	—	0,002
	2855-1	0,15	0,2	1,0	0,1	—	0,03	0,02	0,003	0,005	0,005	—	0,01	0,015

рованного гранита — 1,46 и гранат-мусковитового грейзена — 2,01%.

Дефект объема при реакциях замещения породообразующих минералов минералами грейзенового комплекса составляет от 0,7 до 10,4%, в среднем около 6,0%, изменение же пористости пород происходит только на 2%, поэтому, казалось бы, следовало допускать привнос некоторого количества кварца в грейзен. Однако расчеты химических анализов исходных и конечных пород с учетом их пористости не подтверждают идею привноса кремнезема.

Таблица 40

Расчет химического анализа светлой слюды из мусковито-гранатового грейзена (обр. 2855/1)

Окисел	Вес. %	Мол. кол-ва	Ат. кол-ва катионов × ×10000	Коэффициенты	Валентность катионов	Общие делители для групп катионов
SiO_2	44,72	7442	7422	3,00	12,00	$\frac{14895}{6} =$
TiO_2	0,31	39	39	0,02	0,08	
Al_2O_3	32,93	3230	6460	2,60	7,80	$= 2482$
Fe_2O_3	1,86	117	234	0,09	0,36	
FeO	2,69	374	374	0,15	0,30	
MgO	0,51	126	126	0,05	0,10	
Li_2O	0,33	110	220	0,09	0,09	
CaO	0,20	36	36	0,01	0,02	$\frac{2338}{1} =$
K_2O	10,20	1083	2166	0,92	0,92	
Na_2O	0,42	68	136	0,06	0,06	$= 2338$
H_2O^+	4,69	1631	3263	1,32	—	Сумма
F	1,75	921	—	0,37	—	$OH + F =$
						$= 1,69$
Сумма . . .	100,61	—	—	—	+ 21,73	24,00
$-O_2 = F$	0,73	—	—	—	1,69	23,42
Сумма . . .	99,88	—	—	—	23,42	0,58 (OH, F)

Формула мусковита: $(K_{0,92}Na_{0,06}Ca_{0,01})_{0,99}\,(Al_{1,60}Fe^{3+}_{0,09}Fe^{2+}_{0,15}Li_{0,09}Mg_{0,05}Ti_{0,02})_{2,00} \cdot [Si_{3,00}Al_{1,00}]_{4,00}O_{10}\,(OH_{1,32}F_{0,37})_{1,69}$.

Химический анализ дедовогорского гранита, приведенный в табл. 43, позволяет выразить его состав в виде формулы

$$K_{41}Na_{62}Ca_4Mg_3(Mn, Fe)^{2+}_7Fe^{3+}_3Al_{169}\,(Si, Ti)_{624}O_{1571}OH_{29}.$$

Химический состав грейзена, образовавшегося из такого гранита (табл. 44), приводит к формуле

$$K_{50}Na_{29}Ca_3Mg_4Mn_{56}Fe^{2+}_{20}Fe^{3+}_{30}Al_{256}(Si, Ti)_{480}O_{1511}OH_{89}.$$

Из сопоставления этих формул видно, что процесс грейзенизации сопровождается выносом из зон грейзенизации до 25% всей массы ионов кремния. Окварцевание призальбандовых зон грейзенов и переход их в сплошные кварцевые жилы является, таким образом, следствием процесса грейзенизации.

Таблица 41

Расчет молекулярных объемов фаз в гипотетических реакциях замещения альбита слюдой и гранатом и микроклина — слюдой

Исходные данные для расчета	Соотношения фаз в реакции	Молекулярные объемы фаз, $см^3$	Дефект объема фаз реакции, $см^3$	Пористость грейзена, соответствующая дефекту объема, %
Формульный вес, г	262,24 398,32 60,09	$3Ab = Mu + 6Qu$		
Реакция	$3Ab + KOH + 2H_2O = Mu + 6Qu + 3NaOH$			
Удельный вес, г/см³	2,62 2,76 2,65			
Молекулярный объем, см³ . .	$100,0 \cdot 3 = 144,3 + 22,7 \cdot 6$	$300,0 = 144,3 + 136,2$	19,5	6,5
Формульный вес, г	278,35 398,33 60,09	$3Mi = Mu + 6Qu$		
Реакция	$3Mi + H_2O = Mu + 6Qu + 2KOH$			
Удельный вес, г/см³	2,55 2,76			
Молекулярный объем, см³ . .	$109,1 \cdot 3 = 144,3 + 136,2$	$327,3 = 144,3 + 136,2$	46,8	10,4
Формульный вес, г	262,24	$2Ab = Gr + 3Qu$		
Реакция	$2Ab + 3(Fe, Mn)Cl_2 + 2H_2O = Gr + 3Qu + 2NaCl + 4HCl$ (495,84 60,09)			
Удельный вес, г/см³	2,62 4,2 2,65			
Молекулярный объем, см³ . .	$100,0 \cdot 2 = 118,0 + 22,7 \cdot 3$	$200,0 = 118,0 + 68,0$	14,0	0,7

Таблица 42

Определение пористости пород при грейзенизации

Исходные данные	Неизмененный гранит (обр. 2807-7)		Грейзенизированный гранит (обр. 2807-9)		Гранат-мусковитовый грейзен (обр. 2855)		
Вес образца в воздухе, г	71,978	71,974	99,595	99,582	123,650		123,646
Вес запарафинированного образца в воздухе, г	73,446	73,479	101,386	101,045	125,099		124,804
Вес породы, г	44,481	44,456	62,605	62,639	83,883		83,878
Объемный вес породы, г/см³	2,628	2,615	2,703	2,703	3,118		3,034
Средний объемный вес породы, г/см³	2,622		2,703		—	3,076	—
Вес пустого пикнометра P, г	13,7395		11,1673		11,1673	11,1673	13,7391
Вес пикнометра с навеской, г	22,9452		15,4442		16,5643	16,5600	19,6056
Навеска, г	9,2057		4,2769		5,3970	5,3927	5,8665
Вес пикнометра с навеской и водой, г	30,1931		24,3116		25,2742	25,2777	28,4552
Константа пикнометра $P_0 - P$	10,7171		10,4317		10,4317	10,4317	10,7171
Удельный вес породы, г/см³	2,652		2,743		3,130	3,146	3,142
Средний удельный вес грейзена, г/см³	—		—		—	3,139	—
Пористость породы, %	1,13		1,46		—	2,01	—

Примечание: Для вычисления удельного веса использовалась формула Кольрауша

$$D^t_{4/V} \frac{m(Q-h)}{-P_t + P_0 + m + (P_0 - P)\,[3\beta\,(t-t_0)] + Q - Q_0} + h.$$

Таблица 43

Химический анализ гранита (обр. 2806-14/62)

Окисел	Вес. %	Вес. %, приведенные к 100	Мол. кол-ва × 1000	Ат. кол-ва кислорода	Ат. кол-ва, катионов
SiO_2	71,94	72,99	12149	24298	6232
TiO_2	0,10	0,10	13	26	7
Al_2O_3	16,54	16,78	3296	4941	1691
Fe_2O_3	0,45	0,46	58	87	30
FeO	0,84	0,85	118	118	60
MnO	0,13	0,13	18	18	9
CaO	0,42	0,43	77	77	39
MgO	0,22	0,22	55	55	28
K_2O	3,70	3,76	792	396	406
Na_2O	3,70	3,76	1212	606	622
H_2O	0,50	0,51	566	566	290
Сумма	98,54	100,00	—	31188	9414

Общий множитель $\frac{16000}{31188} = 0{,}513$.

Таблица 44

Химический состав грейзена (обр. 2849/62)

Окисел	Вес. %	Вес. %, приведенные к 100	Мол. кол-ва × 1000	Ат. кол-ва кислорода	Ат. кол-ва катионов
SiO_2	52,78	53,12	8844	17688	4785
TiO_2	0,18	0,18	23	46	12
Al_2O_3	24,01	24,17	4734	7101	2561
Fe_2O_3	4,32	4,35	550	825	297
FeO	2,63	2,65	370	370	200
MnO	7,32	7,37	1039	1039	562
CaO	0,27	0,27	48	48	26
MgO	0,34	0,34	84	84	45
K_2O	4,30	4,33	926	463	501
Na_2O	1,72	1,73	546	273	295
H_2O^+	1,48	1,49	1650	1650	893
Сумма	99,35	100,00	—	29587	10177

Общий множитель $\frac{16000}{29587} = 0{,}541$.

Этот вывод подтверждается и расчетом «привноса—выноса» компонентов при грейзенизации по методу Н. И. Наковника (табл. 45). Расчет показывает, что из 100 см³ исходного гранита при грейзенизации выносится до 28 г кремнезема, т. е. почти 15% всей массы его. Абсолютные размеры этого процесса столь значительны, что они оказываются в явном противоречии с вышеприведенными расчетами молекулярных объемов двух первых гипотетических реакций минералообразования при грейзенизации (табл. 41). Противоречие это снимается, по-видимому, лишь признанием нереальности этих схем. В самом деле, замещение кислого альбита серицитом, хотя иногда и наблюдается (Ба-

Таблица 45

Пересчет химических анализов гранита и грейзена

Окисел	Вес. %, приведенные к 100	Гранит: кол-во окисла, г, в 100 см³ неизмененного гранита об. весом 2,62 г/см³	Грейзен: вес. %, приведенные к 100	Грейзен: кол-во окисла, г, в 100 см³ грейзена об. весом, 3,076 г/см³	Привнос—вынос: абс. разница, г	Привнос—вынос: в % к массе окисла в 100 см³ неизмененного гранита	Привнос—вынос: в ионах при грейзенизации (по методу Т. Барта)
SiO_2	72,99	191,23	53,12	163,40	—27,93	— 15	—145
TiO_2	0,10	0,26	0,18	0,55	+ 0,29	+ 111	01
Al_2O_3	16,79	43,96	24,17	74,35	+30,39	+ 69	+ 87
Fe_2O_3	0,46	1,20	4,35	13,38	+12,18	+1015	+ 27
FeO	0,85	2,23	2,65	8,15	+ 5,92	+ 266	+ 14
MnO	0,13	0,34	7,37	22,67	+22,33	+6568	+ 55
CaO	0,43	1,13	0,27	0,83	— 0,30	— 26	2—1
MgO	0,22	0,58	0,34	1,05	+ 0,47	+ 81	+ 1
K_2O	3,76	9,85	4,33	13,32	+ 3,47	+ 35	+ 9
Na_2O	3,76	9,85	1,73	5,32	— 4,53	— 546	— 33
H_2O	0,51	1,34	1,49	4,58	+ 3,24	+ 242	+ 60
Сумма	100,00	262	100,00	307	Общий привнос окислов 78,29, общий вынос 32,76 г		

Околожильные изменения

Окисел	Глинистый сланец (обр. 2869/62): Вес. %	Вес. %, приведенные к 100	Мол. кол-ва	Ат. кол-ва кислорода	Ат. кол-ва катионов
SiO_2	62,28	62,33	10376	20752	5302
TiO_2	0,84	0,84	105	210	54
Al_2O_3	19,15	19,17	3754	5631	1918
Fe_2O_3	1,09	1,09	136	204	69
FeO	3,89	3,90	540	540	276
MnO	0,12	0,12	17	17	9
CaO	1,48	1,48	264	264	135
MgO	1,68	1,68	417	417	213
K_2O	3,70	3,71	782	391	400
Na_2O	3,64	3,64	1176	588	601
H_2O	2,04	2,04	2268	2268	1159
Сумма	99,91	100,00	—	31282	10136

Общий множитель $\frac{16000}{31282} = 0{,}511$

Состав неизмененного глинистого сланца:

$$K_{40}Na_{60}Ca_{13}Mg_{21}Mn_1Fe^{2+}_{28}Fe^{3+}_{7}Al_{192}Ti_5Si_{530}(O_{1484}OH_{116})$$

рабанов, 1958в), представляет собой явление, относящееся к поздним стадиям процесса грейзенизации. Что же касается замещения микроклина серицитом, то, как уже много раз отмечалось ранее (Лодочников, 1938; Барабанов, 1958в, 1961, и др.), явление это еще более гипотетичное. Оно имеет место, как это было показано при описании Шерловой Горы, лишь в условиях воздействия на гранит растворов с высокой активностью HF.

Наконец, образование граната путем воздействия хлоридов марганца и железа на альбит, что приводит к появлению солянокислой среды, тоже сомнительно, и уже потому, что при низких значениях pH перенос (вынос) кремнезема из зон грейзенизации в жилы вряд ли возможен (Барабанов, 1961). Однако мы видели, что вынос кремнезема имеет место. Таким образом, расчеты химических анализов, отражающих существо грейзенизации на Дедовогорском месторождении, дают основание считать, что привнос марганца, железа и алюминия происходил в существенно щелочной среде.

Околожильные изменения глинистого сланца, вмещающего рудные жилы Ангатуйского участка месторождения (табл. 46), также сопровождаются выносом кремния, окислением железа, привносом калия и воды. И это лишний раз говорит о том, что существо грейзенизации самых различных пород сводится к их глубокому преобразованию под действием калийсодержащих растворов (Барабанов, 1960в, 1961, 1965б).

Малый Ангатуй

Как уже указывалось выше, Мало-Ангатуйское месторождение вольфрамита расположено в зоне экзоконтакта Дурулгуевской гранитной интрузии. Вмещающие породы представлены алевролитами и сланцами. В районе месторождения осадочные толщи образуют небольшую

Таблица 46

глинистого сланца

Окисел	Грейзенизированный глинистый сланец (обр. 2863/62)				
	Вес. %	Вес. %, приведенные к 100	Мол. кол-ва	Ат. кол-ва кислорода	Ат. кол-ва катионов
SiO_2	53,14	54,37	9054	18108	4482
TiO_2	0,67	0,69	86	172	43
Al_2O_3	22,67	23,20	4560	6840	2257
Fe_2O_3	4,17	4,27	534	801	264
FeO	1,56	1,60	223	223	110
MnO	0,21	0,22	31	31	15
CaO	2,35	2,41	432	432	214
MgO	1,77	1,81	452	452	224
K_2O	6,80	6,96	1472	736	729
Na_2O	0,46	0,47	152	76	75
H_2O	3,90	4,00	4440	4440	2198
Сумма	97,70	100,00	—	32309	10611

Общий множитель $\frac{16000}{32309} = 0{,}495$

Состав грейзенизированного глинистого сланца:

$$K_{73}Na_7Ca_{21}Mg_{22}Mn_1Fe^{2+}_{11}Fe^{3+}_{26}Al_{226}Ti_4Si_{448}(O_{1380}OH_{220})$$

синклинальную складку. Рудные жилы (их насчитывается до 48) контролируются разрывами северо-восточного и северо-западного простирания и имеют в большинстве случаев крутое падение. К поверхности наблюдается разветвление жил на менее мощные апофизы и прожилки. По падению большинство жил прослежено буровыми скважинами. Средняя мощность жил 0,25 м. Максимальная длина по простиранию 450 м. Иногда наблюдаются лестничные сбросы жил. Некоторые жилы

пересекаются мощными зонами дробления и смятия. На контактах рудных жил с вмещающими породами часто образуются глинки трения.

Минералогия Мало-Ангатуйского месторождения была изучена Н. В. Шталь в 1947—1949 гг., некоторые весьма скромные сведения по его минералогии приведены также в отчетах Ангатуйской геологоразведочной партии. Сопоставление минералогии Ангатуя с минералогией рудных жил Дедовой Горы показывает, что хотя оба эти месторождения связаны с одной гранитной интрузией и, несомненно, являются одновременными образованиями, в них проявляется влияние вмещающих пород на минеральный состав рудных жил. Минерализация рудных жил Мало-Ангатуйского вольфрамитового месторождения в целом значительно богаче минерализации дедовогорских кварцевых жил.

Таблица 47

Расчет химического анализа микроклина из полевошпатовой жилки в глинистом сланце (обр. 2871/62)

Окисел	Вес. %	Мол. кол-ва × 100	Ат. кол-ва	Коэффициенты катионов	Общие делители для групп
SiO_2	64,24	10691	10691	2,97	$\frac{14390}{4} = 3597$
TiO_2	0,07	9	9	–	
Al_2O_3	18.50	1815	3630	1,01	
Fe_2O_3	0,20	12	24	0,01	
MgO	0,12	30	30	0,01	
Li_2O	0.01	3	6	—	
CaO	0,30	53	53	0,02	$\frac{3377}{1} = 3377$
K_2O	13,60	1444	2888	0,80	
Na_2O	1,35	218	436	0,12	
H_2O^+	2,28	1265	2530	—	—
Сумма . . .	100,67	—	—	—	—

Формула микроклина: $(K_{0,80}Na_{0,12}Ca_{0,02})_{0,94}\left[Al_{1,01}Fe^{3+}_{0,01}Mg_{0,01}Si_{2,97}\right]_{4,00}O_8$.

На месторождении Малый Ангатуй встречаются следующие типы жил: 1) кварц-вольфрамитовые, 2) кварц-шеелит-сульфидные, 3) апатит-мусковитовые, 4) микроклиновые, 5) хлорит-флюорит-кальцитовые и кварц-кальцитовые, 6) цеолитовые.

Весьма разнообразны здесь и процессы околожильных изменений вмещающих ожелезненных песчано-глинистых толщ. Как уже указывалось выше, кварцевые жилы и даже тончайшие прожилки обычно сопровождаются окварцеванием или серицитизацией осадочных пород. В последнем случае жилы, как правило, окаймлены слюдяной оторочкой мощностью до 2—3 см. При этом слюда несет на себе следы воздействия химизма среды. Она имеет более высокие показатели преломления и меньший угол оптических осей по сравнению с мусковитом из грейзенизированных гранитов Дедовогорского месторождения. Оптические свойства ее ($Ng = 1{,}598 \pm 0{,}002$; $Nm = 1{,}593 \pm 0{,}002$; $2V = 38—40°$) свидетельствуют о том, что она является более железистой разновидностью мусковита. Полевошпатовые жилки сложены микроклином. Анализ его приведен в табл. 47.

Вблизи микроклиновых жил, секущих алевролиты, наблюдается интенсивный процесс фельдшпатизации — замещения калиевым поле-

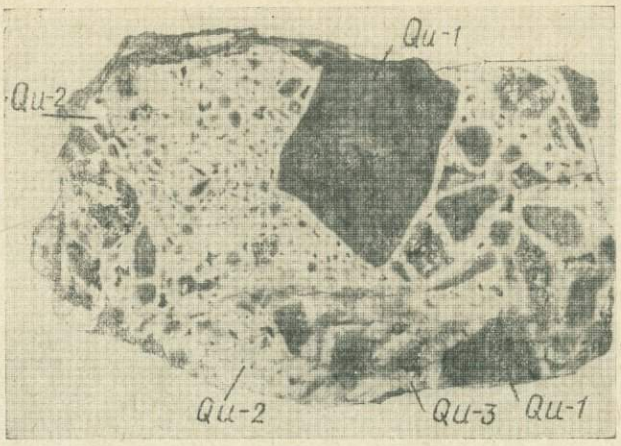


Рис. 51. Брекчия серого вольфрамитоносного кварца (*Qu-1*), сцементированная белым кокардовидным кварцем (*Qu-2*), переходящим в щетковидный кварц (*Qu-3*).
Обр. 2835-2/62, полированный штуф, уменьшение 1:3.

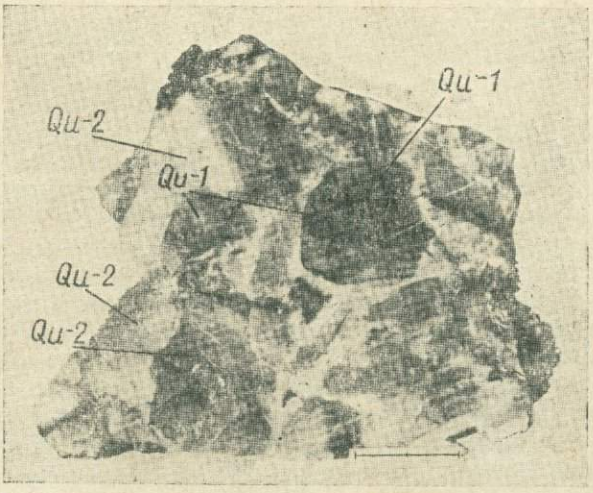


Рис. 52. Серый вольфрамитоносный кварц (*Qu-1*), сцементированный молочно-белым кварцем шестоватой текстуры (*Qu-2*).
Обр. 2804-7/62, полированный штуф, уменьшение 3:4.

вым шпатом обломков плагиоклаза и кварца алевролита. Наиболее мощные зоны изменений наблюдались возле апатит-мусковитовых и кварц-шеелит-сульфидных жил. В зонах грейзенизации сланцев и алевролитов возле этих жил развиваются мусковит, арсенопирит в виде идиоморфных кристаллов, а также апатит и турмалин.

2. МИНЕРАЛЫ ВОЛЬФРАМИТОНОСНЫХ ЖИЛ ДЕДОВОЙ ГОРЫ

Кварц

Кварц является главным минералом рудных жил Дедовогорского месторождения. Вольфрамитоносный кварц редко встречается в жилах в виде идиоморфных кристаллов. Он обычно имеет характерную тек-

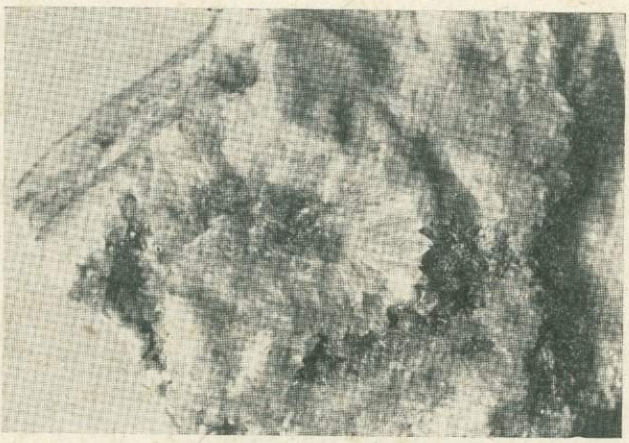


Рис 53. Молочно-белый кварц радиально-лучистого строения.
Обр. 2835-3/62, уменьшение 3:4.

стуру, обнаруживающую следы дробления и залечивания более поздним, обычно мелкозернистым, кварцем. Уже внешний вид жильного кварца говорит о напряженной тектонической обстановке, в которой формировались жилы (рис. 51, 52).

Молочно-белый кварц, образующий маломощные прожилки, обычно имеет параллельношестоватое, а иногда — радиально-лучистое строение (рис. 53). Кристаллизации такого кварца обычно предшествует выделение халцедона. Неделимые последнего, постепенно укрупняясь, переходят в молочно-белый кварц. Белая окраска кварца, как и на других месторождениях, обусловлена наличием в нем массы газово-жидких включений. Располагаются они обычно не по зонам роста, а по многочисленным мельчайшим залеченным трещинкам в кристаллах. Встречается, однако, большое количество и вполне прозрачных кристаллов кварца этой генерации.

Спектральные анализы вольфрамитоносного кварца из рудных жил и молочно-белого безрудного кварца (табл. 48) показывают, что первый содержит значительные примеси Fe, Sn (до 1%), W. Молочно-белый кварц характеризуется высоким содержанием Mn (0,5%).

Н. И. Красновой были измерены величины pH эмульсии растертого вольфрамитоносного и молочно-белого кварцев с помощью лабора-

Таблица 48

Результаты спектрального анализа кварца, вес. %

Номер образца	Fe_2O_3	Mn	Tl	W	Be	Cu	Ag	Bl	Sn
2804-7, из рудной жилы	0,20	0,005	0,05	0,01	0,0003	0,001	—	0,003	1,0
2804-7А, молочно-белый кварц	0,10	0,5	—	—	0,0001	0,0005	0,0003	—	0,03

торного pH-метра типа ЛП-58. Для этого навеска чистого кварца 0,6 г с несколькими каплями бидистиллята растиралась до тонкого порошка в течение 5—8 мин в агатовой ступке. Затем к растертой пробе добавлялось 30 мл дистиллированной воды и определялась величина pH полученной эмульсии. В табл. 49 приведены результаты замеров величины pH для различных образцов кварца. Из этих данных видно, что молочно-белый кварц характеризуется более низкими значениями величины pH, что, по-видимому, является следствием растворения в воде углекислоты из многочисленных газово-жидких включений, разрушавшихся при растирании.

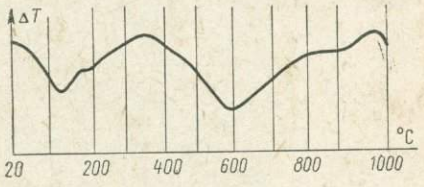


Рис. 54. Термограмма гидрослюды (обр. 2855-2).

Таблица 49

Величины pH кварца

Вольфрамитоносный кварц				Молочно-белый кварц	
2869	2869-1	2864	2870	2804-7	2804-7А
5,98	6,00	5,88	5,85	5,60	5,62

В жилках молочно-белого кварца нередко можно видеть полости, заполненные халцедоновидным кварцем, или опалом, самого различного цвета — белого, желтого, коричневого, красноватого и черного. Возможно, что цвет опала обусловлен присутствием в нем примесей. В этом случае разнообразие окраски могло бы указывать на сравнительно неоднородные условия, в которых он образовывался. К сожалению, этот вопрос остался неисследованным.

Кроме халцедона и опала в упомянутых пустотках встречается рыхлая глиноподобная масса коричневого цвета. Термограмма этого вещества позволяет отнести его к гидромусковиту (рис. 54).

В тонкозернистом агрегате гидрослюды, а иногда и непосредственно в пустотках кварца, имеющего параллельношестоватое сложение, можно обнаружить мельчайшие кристаллы торбернита изумрудно-зеленого цвета (жила № 33, обр. 2835-4).

Гранат

Гранат встречается главным образом в призальбандовых частях жил (рис. 55), но иногда образует и маломощные прожилки, секущие жильный кварц. По своим свойствам гранат прожилков почти не отли-

чается от граната из зон грейзенизации и, по-видимому, является здесь обычным продуктом переотложения. На рис. 56 показан мусковитовый гранит, обогащенный гранатом. В шлифах всегда изотропен; его показатель преломления $N=1{,}810\pm0{,}003$. Химическая формула граната, по данным Н. В. Шталь (1949 г.): $(Mn_{1,83}\ Fe_{1,12}\ Ca_{0,03}\ Mg_{0,02})_{3,00}\ (Al_{1,98}$

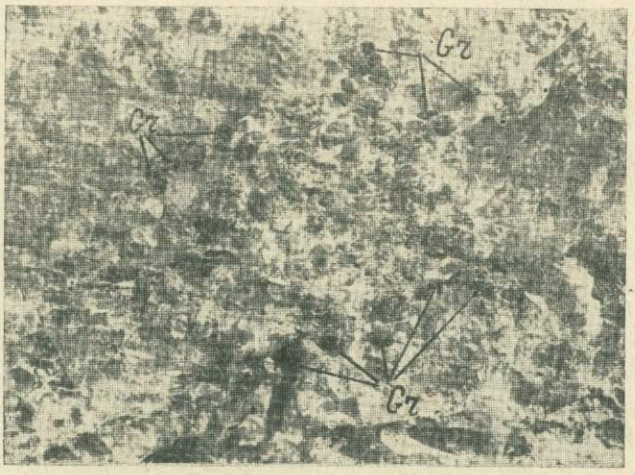


Рис. 55. Гранат (*Gr*) в кварце из зальбандовой зоны кварц-вольфрамитовой жилы.
Обр. 2847/62, уменьшение 3:4.

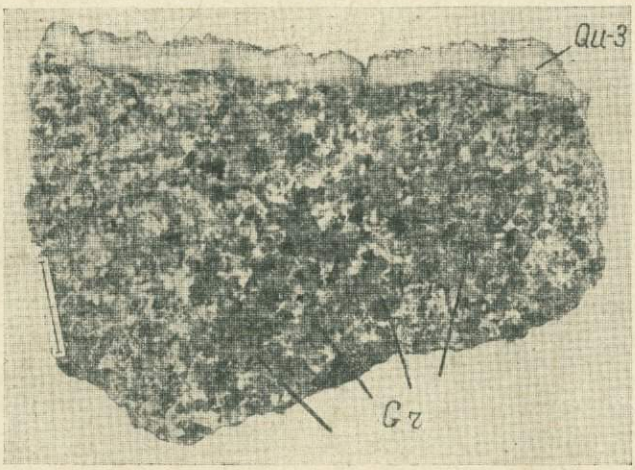


Рис. 56. Жилка щетковидного кварца (*Qu-3*), секущая мусковитовый гранит, обогащенный гранатом (*Gr*).
Полированный штуф, уменьшение 3:4.

$Fe_{0,02})_{2,0}\ (Si_{2,96}\ Al_{0,03})_{2,99}O_{12}$. Анализ нашего граната (табл. 50) приводит к аналогичной формуле: $(Mn_{1,85}\ Fe_{1,02}\ Ca_{0,04}\ K_{0,02}\ Mg_{0,01}\ Na_{0,02})_{2,96}\ (Al_{1,96}\ Fe^{3+}_{0,04})_{2,00}\ (Si_{2,94}\ Ti_{0,01})_{2,95}O_{12}$. Гранаты Дедовой Горы в виде примесей содержат Cr, Cu, Zn, Sn, Be и др.

Таблица 50

Химический анализ граната (обр. 2801-3/62)

Окисел	Вес. %,	Вес. %, приведенные к 100	Мол. кол-ва	Ат. кол-ва кислорода	Ат. кол-ва катионов	Число атомов катионов
SiO_2	36,10	36,23	6033	12066	6033	2,94
TiO_2	0,11	0,11	14	28	14	0,01
Al_2O_3	20,40	20,47	2007	6021	4014	1,96
Fe_2O_3	8,31	8,34	528	1584	1056	0,48* + 0,04 = 0,52
FeO	7,18	7,21	1002	1002	1002	0,48 + 0,54** = 1,02
MnO	26,78	26,88	3790	3790	3790	1,85
CaO	0,42	0,42	75	75	75	0,04
MgO	0,07	0,07	17	17	17	0,01
BeO	0,005	—	—	—	—	—
K_2O	0,16	0,16	17	17	34	0,02
Na_2O	0,10	0,10	16	16	32	0,02
H_2O^+	Не обн.	—	—	—	—	—
Сумма	99,63	99,99	13499	Общий делитель $\frac{24616}{12} = 2051$	—	7,91

* Перевод Fe_2O_3 в $FeO = \frac{Fe_2O_3}{0,901} = \frac{0,48}{0,901} = 0,54$.

** За счет перевода окисного железа в закисное.

Рентгенометрические данные исследования граната приведены в табл. 51. Эти данные довольно близки данным, которые В. И. Михеев (1957, с. 688, 689) приводит для спессартина и альмандина. Параметр $a = (11,58 \pm 0,02) \cdot 10^{-4}$ мкм точно совпадает с таковым для фосфатсодержащего спессартина (Михеев, 1957, с. 691).

Таблица 51

Межплоскостные расстояния граната (обр. 2855-2)

Условия съемки: Fe-антикатод, диаметр камеры $D = 57,3$ мм

I	d_α/n	d_β/n	I	d_α/n	d_β/n
4	(2,883)	2,599	2	1,232	1,112
10	2,593	2,329	1	(1,188)	1,072
2	2,358	2,136	1	1,167	1,053
2	2,109	1,902	1	1,149	1,036
5	1,876	1,672	1	1,133	1,022
1	(1,773)	1,599	7	1,074	(0,968)
2	(1,711)	1,543	2	1,056	0,952
3	1,667	1,503	2	1,023	0,922
7	1,603	(1,445)	6	0,938	0,846
9	1,546	(1,394)	4	0,872	0,787
3	1,444	1,303	5	0,864	0,779
3	1,293	1,666	4	0,796	0,718

Светопреломление дедовогорского граната, определенное иммерсионным методом, колеблется в пределах $N = (1,790 \div 1,804) \pm 0,002$. Удельный вес граната из обр. 2846, определенный пикнометрическим методом при навеске 2,5668 г, оказался $D^{22}_{4/V} = 4065$ г/см³.

Апатит

Апатит в незначительных количествах обычно встречается на контакте жил с вмещающими породами. Он образует правильные призматические кристаллы размером до 0,5 см в длину, ориентированные, как правило, перпендикулярно к зальбандам жил. Цвет апатита белый, иногда чуть голубоватый. Его показатели преломления несколько варьируют: $No = 1{,}633 \div 1{,}639$; $Ne = (1{,}630 \div 1{,}637) \pm 0{,}001$. В ультрафиолетовых лучах апатит сильно люминесцирует ярко-желтым светом. Спектральным анализом (обр. 2856-1) в апатите обнаружены примеси, %: Mn — до 1, Fe—0,03, Pb—0,01, Y—0,1, La—0,05, Sr—0,02, Ce—0,03. Параметры элементарной ячейки [$a = (9{,}36 \pm 0{,}01)$, $c = (6{,}85 \pm 0{,}01) \cdot 10^{-4}$ мкм] близки к таковым для фторапатита (Дир и др., 1966, с. 358).

Появление апатита в кварцевых жилах (как и граната) связано с их переотложением из грейзенизированных вмещающих пород, где они развиваются сравнительно в заметных количествах по плагиоклазу. Распределение апатита в слабо измененных гранитах довольно равномерное. Миграция этих минералов из пород в зальбанды жил или в сами жилы связана с процессом приоткрывания жильных трещин (Барабанов, 1965).

Особенно широко распространен апатит в жилах Малого Ангатуя. Он образует здесь короткостолбчатые правильные кристаллы, всегда приуроченные к слюдяной оторочке жил. Большие кристаллы апатита нередко разбиты трещинами, которые затем были залечены кварцем или слюдой. По оптическим свойствам апатит Ангатуя ничем не отличается от F-апатита Дедовогорского месторождения.

Вольфрамит

Вскрытые жилы Дедовогорского месторождения в период нашей работы были не очень богаты вольфрамитом. Сравнительно редко уда-

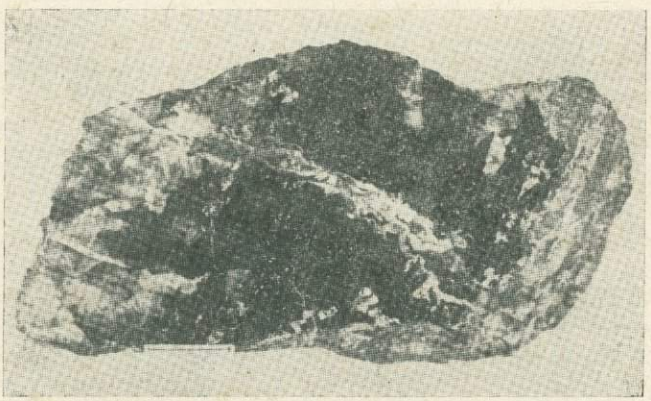


Рис. 57. Пересечение вольфрамита прожилком халцедоновидного кварца с пирротином.
Полированный образец, уменьшение 1:3.

валось найти в жилах крупные (до 10 см в длину) недеформированные кристаллы этого минерала. Обычно попадались лишь обломки вольфрамита, сцементированные кварцем (рис. 57), а иногда — агрегаты мелких кристаллов.

Несмотря на процессы дробления и деформации, которым подверглись рудные жилы, и на этом месторождении удается проследить пер-

Таблица 52

Марганцовистость и удельный вес вольфрамита

Номер образца	Место взятия	$MnWO_4$, %	Навеска, г	Вес пикнометра, г	Вес пикнометра с навеской и водой, г	Константа пикнометра, г	Температура, °С	$D^t_{4/V}$, г/см³	Число определений	Аналитик
2804-2	Дедова Гора, жила № 36	50	1,1675	6,0106	12,1805	5,1674	19	7,159 ± 0,006	2	Н. И. Краснова
2822	№ 49	51	0,8541	6,0106	11,9106	5,1674	19	7,161 ± 0,001	2	„
71/55	№ 45	55	5,4517	6,4461	15,9861	4,8588	25	7,123 ± 0,002	4	В. Протопопова
23/53	Ангатуй, жила № 7	45	3,0194	7,2480	13,3208	3,4736	24	7,225 ± 0,004	4	А. Децик
Б. О.	Большой музейный образец из рудоуправления	53	—	—	—	—	—	7,206 ± 0,003	6	Н. И. Краснова
909	Ангатуй, жила № 33	35	—	—	—	—	—	7,270 ± 0,003	2	„

Таблица 53

Химические анализы вольфрамита, вес. %

Номер образца	Место взятия	WO_3	NbO_5	Ta_2O_5	SiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Сумма	$MnWO_4$, %	Формула вольфрамита	Аналитик и год выполнения анализа
Б. О.	Большой музейный образец из рудоуправления	74,91	0,54	0,10	Н. о.	0,26	11,31	12,48	0,16	0,40	100,16	53	$(Fe_{0,47}Mn_{0,53}Mg_{0,01}Ca_{0,02})_{1,03} \cdot (W_{0,98}Nb_{0,01}Al_{0,01})_{1,00}O_4$	И. А. Плисс, 1963 г.
2804-2	Дедова Гора, жила № 36	74,18	Не определялись				11,81	11,51	Не опр.		97,50	50	$(Fe_{0,51}Mn_{0,50})_{1,01}[W_{0,99}O_4]$	Н. И. Краснова, 1963 г.
2822	№ 49	74,32	„		„		11,91	11,69	„	„	97,92	51	$(Fe_{0,51}Mn_{0,51})_{1,02}[W_{0,99}O_4]$	Н. И. Краснова, 1963 г.
71/55	№ 45	75,52	0,45	0,135	0,92	0,26	10,92	11,98	0,01	Н. о.	100,21	50	$(Fe_{0,45}Mn_{0,50}Al_{0,02})_{0,97}(W_{0,97} \cdot Nb_{0,01}Si_{0,02})_{1,00}O_4$	И. П. Вычужанина, 1973 г.
23/53	Ангатуй, жила № 7	76,16	0,04	0,002	0,16	0,20	13,25	10,47	0,03	0,36	100,32	44	$(Fe_{0,55}Mn_{0,44}Ca_{0,01})_{1,00}(W_{0,98} \cdot Si_{0,01}Al_{0,01})O_4$	И. П. Вычужанина, 1973 г.
909	№ 33	74,80	Не определялись				16,03	8,22	Н. о.	Н. о.	99,05	35	$(Fe_{0,68}Mn_{0,35})_{1,03}[W_{0,99}O_4]$	Н. И. Краснова, 1963 г.

воначальную форму выделения вольфрамита. Отчетливо видна приуроченность его кристаллов к зальбандам жил. В слабо нарушенных участках жил встречаются веерообразно расходящиеся сростки кристаллов вольфрамита, как это было описано для Букуки и Белухи (Барабанов, 1961).

Удельный вес вольфрамита из жилы № 36 (обр. 2804-2) и жилы № 49 (обр. 2822) приведен в табл. 52.

Химические анализы вольфрамита приведены в табл. 53. Рассмотрение их показывает, что недостаток WO_3 в анализах обусловлен, по всей видимости, недоопределением Nb_2O_5 и Ta_2O_5, которые, как это видно из анализа Большого музейного образца, составляют соответственно 0,54 и 0,10%. В другом музейном образце вольфрамита из Дедовой Го-

Таблица 54

Содержание $MnWO_4$ в образцах

№ п.п.	Номер образца	Место взятия	$MnWO_4$, %
1	71/55	Дедова Гора. Пересечение жилы № 45 штольней Капитальной	55
2	73/50	Дедова Гора. Жила № 36, к северу от шурфа	55
3	2804-2	Дедова Гора. Жила № 36, северный забой	50
4	2822	Дедова Гора. Жила № 49	51
5	24/53	Ангатуй. Штольня 900. Жила № 7, северный штрек . . .	47
6	23/53	Ангатуй. Штольня 900. Жила № 7, северный штрек . . .	45
7	43/53	Ангатуй. Штольня 900. Жила № 7. северный штрек . . .	45
8	27/53	Ангатуй. Штольня 900. Жила № 7, северный штрек . . .	40
9	49/54	Ангатуй. Штольня 900. Жила № 7, блок X	36
10	18/53	Ангатуй. Штольня 900. Жила № 31, северный штрек . . .	46
11	19/53	Ангатуй. Штольня 900. Жила № 31, в 77 м от устья штольни	37
12	2/53	Ангатуй. Штольня 2. Жила № 13	46

ры было установлено: Nb_2O_5 — 0,45 и Ta_2O_5 — 0,13%. Таким образом, определение пятиокисей ниобия и тантала в вольфрамовых рудах этого месторождения надо производить обязательно.

Для оценки колебаний степени марганцовистости вольфрамита месторождения спектральным методом был определен процент $MnWO_4$ в ряде образцов. Эти данные (табл. 54) показывают, что на Дедовой Горе и на Ангатуе, как и на других исследованных месторождениях, состав вольфрамита колеблется даже в пределах одной точки (табл. 54, анализы 5—8). Что же касается месторождений, то, замечено, среди осадочных пород жилы Ангатуя характеризуются самыми железистыми вольфрамитами (до 36% $MnWO_4$), а в гранитах Дедовой Горы жилы содержат наиболее марганцовистые вольфрамиты (до 55% $MnWO_4$).

Интересно отметить, что содержание вольфрамита в рудных жилах Ангатуя в целом несколько выше, чем в жилах Дедовогорского месторождения. Более железистая среда явилась здесь и более благоприятной для локализации вольфрамового оруденения.

Вольфрамит на Ангатуе нередко замещается шеелитом, а на Дедовой Горе — и сульфидами — пиритом и халькопиритом. Характер выделения вольфрамита в жилах Ангатуя такой же, как и в кварцевых жилах Дедовой Горы. Шеелит же на Ангатуе иногда является главным минералом жил. Он встречается здесь в виде сплошных мелкозернистых масс, а также образует и крупные кристаллы. Цвет шеелита бледно-желтый. В ультрафиолетовых лучах он люминесцирует голубовато-белым светом.

Касситерит

Касситерит встречается в жилах довольно редко. Образует иногда крупные кристаллы (до 1 см), обычно зональные. Окраска зон меняется от черной и темно-коричневой в центре кристалла до бежевой или почти бесцветной — по краям. Встречаются сдвойникованные кристаллы. К сожалению, остался неизученным.

Сульфиды

Жилы Дедовогорского вольфрамитового месторождения сравнительно бедны сульфидами. Чаще других здесь встречается халькопирит и пирит в виде отдельных зерен или прожилков в рудном кварце. Пирит и арсенопирит иногда образуют правильные кристаллы. Весьма

Таблица 55

Межплоскостные расстояния халькозина (обр. 2826)
Условия съемки: Cu-антикатод, диаметр камеры 57,3 мм

I	d_α/n	d_β/n	I	d_α/n	d_β/n
2	3,774	3,406	1	1,830	1,652
6	3,375	3,046	6	1,699	(1,534)
2	(2,671)	2,410	1	1,651	1,490
9	2,394	(2,161)	1	1,521	1,373
2	(2,181)	1,968	4	1,284	1,159
2	(2,075)	1,873	3	1,074	0,969
10	1,968	(1,777)	2	0,976	0,880
10	1,876	(1,694)	1	0,941	0,849

редкими сульфидами в кварцевых жилах являются сфалерит и борнит. В полированных шлифах при большом увеличении видно замещение халькопирита борнитом.

В жилах Ангатуя из всех сульфидов более распространенным является арсенопирит. В некоторых кварцевых жилах выделения его кристаллов отчетливо приурочены к зальбандам. Кристаллы обычно имеют короткопризматический облик; грани призмы покрыты крупными штрихами. Встречаются сдвойникованные кристаллы.

В некоторых участках рудных жил Дедовой Горы встречается халькозин (табл. 55) в виде сплошных масс тускло-серого цвета. Рентгенометрические данные его близки к данным В. И. Михеева (1957, с. 270). Аналогичные выделения образует другой сульфид—ковеллин (табл. 56), также диагностированный рентгенометрически. В аншлифах в халькозине и реже в ковеллине можно наблюдать реликты незамещенного халькопирита, за счет которого, по-видимому, и развиваются оба эти минерала.

К самым поздним сульфидам относится марказит, образующий вместе с халцедоновидным кварцем тонкие прожилки, секущие все более ранние сульфиды. Вместе с марказитом иногда встречаются кристаллики позднего пирита.

Висмутовые минералы в жилах Дедовогорского и Ангатуйского месторождений нами не обнаружены.

Межплоскостные расстояния ковеллина (обр. 2826-1)
Условия съемки: Cu-антикатод, диаметр камеры 57,3 мм

I	d_α/n	d_β/n	I	d_α/n	d_β/n
1	(3,697)	3,337	4	1,732	(1,563)
5	3,350	(3,023)	5	1,553	(1,402)
6	3,036	(2,740)	1	1,370	1,236
5	2,812	2,538	1	1,281	1,156
4	2,718	2,453	1	(1,207)	1,089
3	(2,098)	(1,894)	2	1,095	(0,988)
10	1,892	(1,710)	1	1,058	0,955
1	1,811	1,634	1	1,014	0,915

Скородит

Скородит — один из широко распространенных вторичных минералов, развивающийся по арсенопириту (рис. 58). Оптические свойства

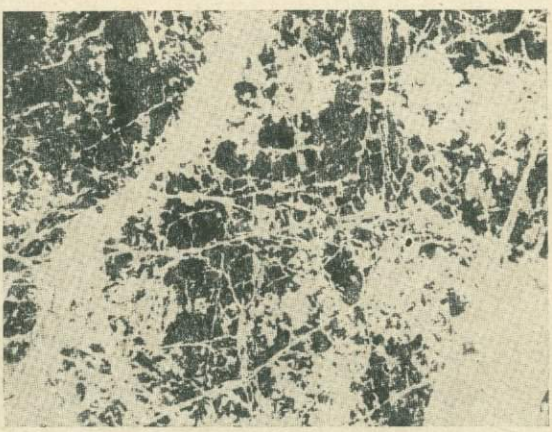


Рис. 58. Замещение арсенопирита скородитом.
Черное — арсенопирит, белое — скородит. Шлиф 2865-1, николи ×, увеличение 18.

скородита: двуосный, положительный, $Ng = 1{,}805 \pm 0{,}005$, $Np = 1{,}773 \pm \pm 0{,}003$. В рудных жилах обычно встречается скрытокристаллический скородит бледно-зеленого или голубовато-зеленого цвета. Термограмма его показана на рис. 59. В жилах молочно-белого кварца встречаются натечные выделения этого минерала белого, желтого, зеленого, голубого и коричневого цветов. В пустотах, оставшихся от выщелоченного арсенопирита, иногда можно видеть прозрачные хорошо образованные кристаллики скородита размером до 1 мм (рис. 60).

На Мало-Ангатуйском месторождении с низкотемпературной гидротермальной стадией связано образование многочисленных кварц-хлорит-кальцитовых и цеолитовых прожилков. В первых прожилках темно-зеленый хлорит представлен тюрингитом; светопреломление его $Ng \approx \approx Nm = 1{,}665 \pm 0{,}002$. В этих же прожилках нередко встречается и флюорит.

Цеолит, слагающий многочисленные жилки (рис. 61) и принимавшийся ранее за гейландит, был исследован более детально. Химический анализ его приведен в табл. 57. Расчет анализа приводит к формуле $(Ca_{0,87}\ Na_{0,12}\ K_{0,01})_{1,00}\ [Al_{1,85}\ Fe^{3+}_{0,01}\ Ti_{0,01}\ Mg_{0,02}\ Si_{6,10}]_{7,99}\ O_{16} \cdot 6H_2O$, отвечающей одной из разновидностей стильбита (десмина), близкой к стеллериту.

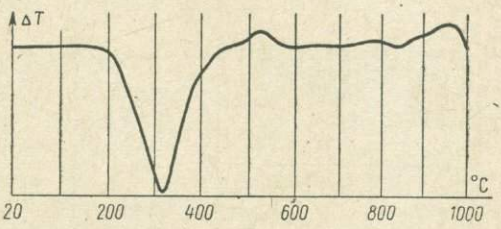


Рис. 59. Термограмма скрытокристаллического скородита.

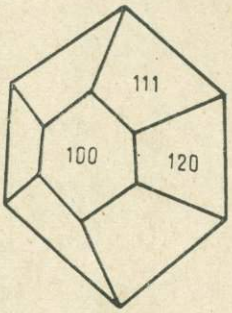


Рис. 60. Кристалл скородита (зарисовка под бинокуляром).

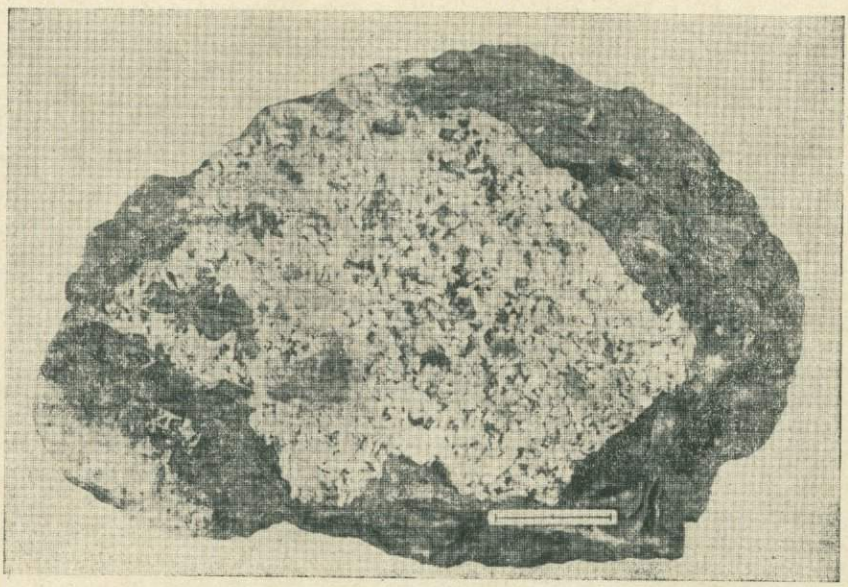


Рис. 61. Жилка цеолита в глинистом сланце.
Обр. 2873/62, уменьшение 1:2.

Стеллерит, впервые открытый в СССР на Букукинском месторождении (Барабанов, 1955), в последующие годы был обнаружен на многих вольфрамитовых месторождениях Забайкалья и Приморья. Он представляет собой бесщелочную разновидность десмина (стильбита). В группе последнего, как известно, широко проявляется изоморфизм типа $Na^+ + Si^{4+} \rightleftarrows Ca^{2+} + Al^{3+}$; $Na^+(K^+) + Al^{3+} \rightleftarrows Si^{4+}$; вследствие это-

Таблица 57

Химические анализы цеолита и стеллерита

Окисел	Цеолит из Ангатуя (обр. 2873/62)				Стеллерит из Букуки (Барабанов, 1955)
	вес. %	мол. кол-ва	ат. кол-ва катионов	коэффициенты	
SiO_2	58,40	9719	9719	6,10	59,60
TiO_2	0,10	13	13	0,01	—
Al_2O_3	15,04	1475	2950	1,85	14,57
Fe_2O_3	0,16	10	20	0,01	0,20
MgO	0,13	32	32	0,02	Следы
Li_2O	0,004	—	—	—	—
			12734:8 = 1592		
CaO	7,89	1407	1407	0,87	8,10
K_2O	0,10	11	22	0,01	—
Na_2O	0,61	98	196	0,12	Следы
			1625:1 = 1625		
H_2O^+	17,33	9617	—	0.04	18,15
П. п. п.	0,20	—	—	—	—
F	0,01	—	—	—	—
Сумма	99,97	—	—	—	100,62

го состав десмина колеблется от бесщелочного стеллерита $CaAl_2Si_7O_{18} \cdot 7H_2O$ до стильбита с содержанием Na_2O до 2,39% и K_2O до 1,52% (Дир и др., 1966, с. 420). В богатых щелочами разновидностях этого цеолита существенно изменяется соотношение между алюминием и кремнием: $(Ca_{4,04}\ Na_{2,25}\ K_{0,68})_{6,97}\ Al_{10,15}\ Si_{25,63}\ O_{72} \cdot 26{,}48H_2O$, $(Ca_{3,12}\ Na_{0,11}\ K_{0,91})_{4,14}\ Al_{8,24}\ Si_{28,00}\ O_{72} \cdot 27{,}71\ H_2O$.

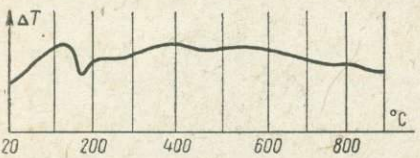


Рис. 62. Термограмма стильбита (обр. 2873/62).

При сравнении с приведенными формулами ангатуйский стильбит — $(Ca_{3,48}\ Na_{0,48}\ K_{0,04})_{4,00}\ Al_{7,40}\ Fe^{3+}_{0,0}\ Ti_{0,004}\ Mg_{0,08})_{7,56}\ Si_{24,40}\ O_{72} \cdot 24H_2O$ — характеризуется наименьшими содержаниями щелочей, алюминия, кремния и воды. И, таким образом, он по составу весьма близок к стеллериту. Показатели преломления ангатуйского стильбита ($Ng = 1{,}501 \pm 0{,}001$; $Np = 1{,}488 \pm 0{,}002$) также близки к таковым для стеллерита (Барабанов, 1955). Термограмма стильбита приведена на рис. 62.

В сульфидных жилах, богатых арсенопиритом, распространены скородит, малахит, азурит, хризоколла, гидроокислы железа и марганца и другие вторичные минералы.

Обобщая приведенные данные по минералогии Дедовогорского и Ангатуйского месторождений вольфрамита, можно сделать следующие выводы.

1. Рудные кварцевые жилы месторождения Дедова Гора приурочены к экзо- (Ангатуй) и эндоконтактовым зонам Дурулгуевской гранитной интрузии.

2. Сильная деформация и раздробленность первичных минералов жил и тектонизированная текстура рудоносного кварца говорят о напряженной тектонической обстановке, в которой проходило минералообразование.

3. Процесс околожильного изменения вмещающих пород (грейзенизация) начинался, по-видимому, с момента образования в консолидировавшейся интрузии трещин и сводился к замещению породообразующего плагиоклаза мусковитом, гранатом, апатитом и кварцем. В дальнейшем в процессе перекристаллизации и сегрегации грейзеновых минералов формировались зоны грейзена кварц-мусковитового, кварц-гранат-мусковитового, а иногда существенно кварцевого состава.

В процессе приоткрывания жильных трещин происходил вынос из зоны грейзенизации в жилу слюды, кремнезема, граната и апатита. Расчет привноса—выноса компонентов говорит о том, что процессы эти происходили в существенно щелочной среде.

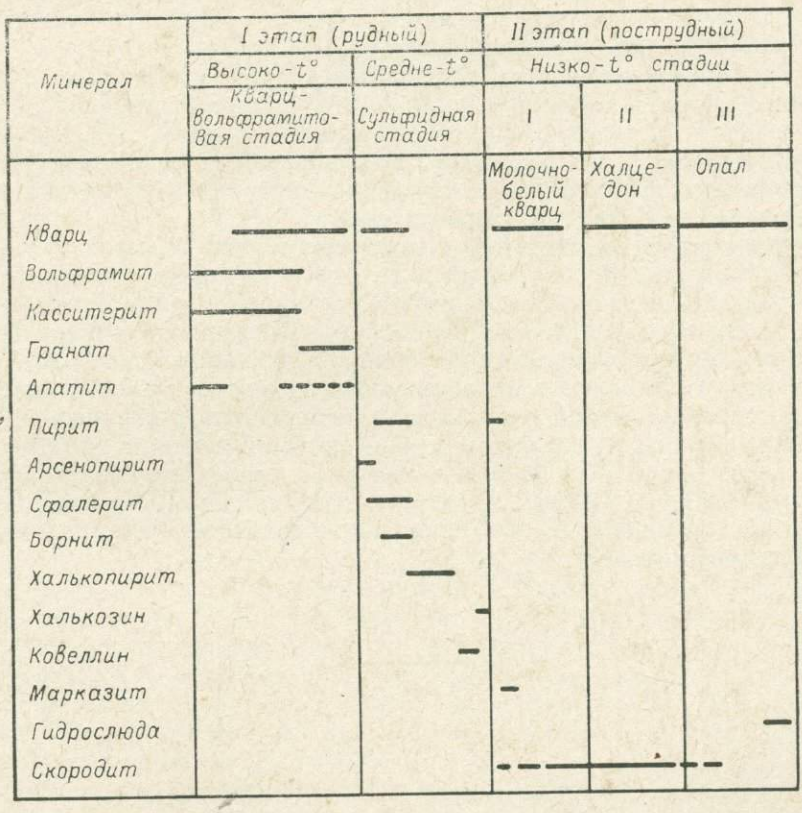


Рис. 63. Этапы минерализации в жилах Дедовогорского месторождения.

4. Гидротермальные растворы, вызвавшие грейзенизацию гранитов, по-видимому, не были богаты вольфрамом. Об этом можно судить потому, что избыточная часть железа и марганца, не вошедшая в состав вольфрамитов, связывалась в гранате ферроспессартинового состава. Постоянное присутствие граната во многих грейзенизированных участках Дурулгуевской интрузии и вместе с тем небольшие содержания в жилах вольфрамита позволяют сделать вывод о том, что вся интрузия в целом была относительно небогата вольфрамом.

Обилие фторапатита в гранитах и в зонах околожильных изменений свидетельствует о высокой активности фосфора и фтора в гидротермальных растворах. Очевидно, имел место привнос и некоторых ко-

личеств железа и марганца. Поэтому в относительно бедных железом и марганцем лейкократовых гранитах при сравнительно небольшой мощности околожильных изменений (20—25 см) все же имело место проявление вольфрамового оруденения.

Основные этапы минералообразования в жилах Дедовой Горы показаны на рис. 63.

5. При формировании рудных жил Ангатуя вмещающие породы оказали большее влияние на их состав, чем это имело место на Дедовогорском месторождении. Влияние это проявилось в более железистом составе вольфрамита (до 35% $MnWO_4$ вместо 53% на Дедовой Горе), в обилии арсенопирита, пирита и халькопирита, апатита и цеолитов в жилах Малого Ангатуя. Все это говорит о большем потенциале железа и кальция в песчано-глинистых породах Ангатуя, откуда эти элементы извлекались в процессе грейзенизации.

6. Замещение вольфрамита шеелитом, частое присутствие в жилах апатита, флюорита, кальцита и стильбита, свидетельствующие о высокой активности кальция в гидротермальных растворах, указывают, что источником кальция, по-видимому, являлись плагиоклазы алевролитов, подвергавшихся грейзенизации. Источник марганца в гранитной интрузии Дедовой Горы остается неизвестным.

7. Специальное исследование висмутоносности Дедовой Горы, проведенное нами по просьбе Читинского геологического управления в 1962—1964 гг., показало, что висмутовая минерализация в рудных жилах месторождений выражена очень слабо. Висмутовые минералы в самостоятельном развитии нами не обнаружены. Спектральными анализами висмут установлен в околожильных грейзенах от 0,001 до 0,01, в вольфрамоносном кварце — 0,003, в халцедоновидном кварце — до 0,01, в отдельных образцах арсенопирита — до 0,1 и в одном образце халькозина — до 0,2% (обр. 2826/62). Учитывая незначительное количество сульфидов в рудных жилах Ангатуя и Дедовой Горы, можно считать, что эти месторождения в отношении висмутоносности не представляют практического интереса.

ГЛАВА IV

БАРУН-ШИВЕЯ

Барун-Шивеинское ртутно-сурьмяно-вольфрамовое месторождение расположено в Восточном Забайкалье, на территории Агинского Бурятского национального округа Читинской области. Месторождение расположено на южном склоне Могойтуйского хребта, являющегося водоразделом рек Ингоды и Аги, у левого борта долины речки Барун-Шивеи, примерно в 3 км от нее. Ближайшим населенным пунктом является пос. Могойтуй, в 25 км к юго-западу, с которым Барун-Шивеинское месторождение связано грунтовой дорогой. Общий вид месторождения представлен на рис. 64.

1. ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

Барун-Шивеинское месторождение было открыто в 1951 г. геологами Читинского геологического управления С. И. Смеловским и Т. С. Поповой при съемочных работах. Они провели детальную геологическую съемку района месторождения и оконтурили выходы рудных тел на поверхность. С 1952 по 1958 г. на месторождении производилась разведка Агинской геологоразведочной партией под руководством В. Э. Трупова. За это время было пройдено большое количество канав, шурфов, штолен, пробурена сеть скважин, а также проведены пробная промышленная разработка и обогащение руд. Результаты разведки были сведены в геологическом отчете В. Э. Трупова.

Несмотря на несомненный генетический интерес, месторождение изучалось небольшим числом исследователей. А. Д. Щегловым на основании беглого знакомства с Барун-Шивеей и другими сурьмяно-вольфрамовыми месторождениями Восточного Забайкалья был опубликован ряд статей в Записках ВМО и ДАН СССР, где он без минералогических констант, анализов изложил свои соображения о генезисе месторождений этого типа (Щеглов, 1958, 1959 и 1963). В 1953, 1956 и 1962 гг. месторождение посещалось В. Ф. Барабановым с большими группами студентов и сотрудников кафедры минералогии Ленинградского государственного университета. В результате обработки значительного по объему материала, в котором приняли участие кроме автора Е. Б. Меттер, В. М. Сендерова, Н. П. Стожарова, в 1959 г. под руководством автора была написана дипломная работа Л. П. Ивакиной, в 1964 г. — курсовая работа студентом Б. В. Татарским и в 1970 г. — курсовые работы студентами А. Н. Волохонским и Н. П. Нестеровой.

В настоящее время месторождение готовится к эксплуатации.



Рис. 64. Общий вид Барун-Шивеи, 1963 г.

2. ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Район Барун-Шивеинского месторождения входит в состав Агинской плиты, сложенной в основном фаунистически не охарактеризованной толщей метаморфических пород синия—нижнего палеозоя (канвильская свита). Метаморфические породы канвильской свиты с несогласием перекрываются осадочными породами перми. На этой территории можно выделить 3 группы магматических пород:

1) штокообразные тела гранодиоритов средне- или верхнекаменноугольного возраста, перекрываемые местами пермскими отложениями;

2) небольшие штоки верхнеюрских гранодиоритов;

3) послеюрские граниты, интрудирующие верхнеюрские гранодиориты.

В районе месторождения отсутствуют какие-либо магматические породы, и поэтому магматический источник оруденения неясен.

Барун-Шивеинское месторождение расположено на южном крыле крупной антиклинали, сложенной толщей метаморфических сланцев с согласно залегающими прослоями и линзами кварцитов. Метаморфические сланцы представлены кварц-биотитовыми, кварц-серицитовыми, кварц-серицит-биотитовыми и кварц-серицит-хлоритовыми сланцами. Макроскопически это плотные темно-серые, серо-зеленые породы с ясно выраженной сланцеватостью. Главными минералами являются, в порядке распространенности: кварц, серицит, биотит и хлорит, содержание которых колеблется в широких пределах в различных слоях, предопределяя название пород, из которых наиболее широким распространением пользуются кварц-серицитовые сланцы. Сланцеватость пород определяется чередованием почти мономинеральных кварцевых слоев со слюдистыми, в пределах которых отдельные зерна обладают субпараллельной ориентировкой. Для кварца характерно удлинение зерен по направлению сланцеватости. К второстепенным минералам следует отнести пирит, мелкие (до 1 мм) идиоморфные кристаллики которого разбросаны по всей породе, лимонит, образующий псевдоморфозы по пириту и заполняющий трещины, а также эпидот, рутил, встречающийся в виде хорошо окатанных зерен, циркон и апатит.

Метаморфические сланцы содержат прослои и линзы кварцитов, представляющих собой плотные серые породы, часто слоистые, содержащие местами прослои слюдистых сланцев. Под микроскопом наблюдается сланцевая текстура кварцитов, выраженная удлинением зерен кварца в направлении сланцеватости и субпараллельной ориентировкой пластинок серицита, одновременно угасающих в скрещенных николях. Акцессорные минералы те же, что и в сланцах. Кварциты несут интенсивные следы катаклаза, которым вызвано волнистое угасание кварца. Широко развиты тектонические брекчии, а также зоны милонитизации, где кварцит перетерт до дисперсного состояния. Зоны тектонических брекчий местами обогащены серицитом. Они же являются вместилищем рудных тел. Спектральным анализом (табл. 58) в кварцитах установлено присутствие W, Sb, Al, Ca, Fe, Mn и др.

Среди кварцитов встречаются прослои аркозового песчаника. Он представляет собой крупнозернистую породу (размер зерен 0,3—0,7 мм), состоящую из угловатых зерен плагиоклаза (андезин № 36—38), который составляет главную часть породы, и в меньшей степени кварца и микроклина. В последнем наблюдается микроклиновая решетка. Аркозовый песчаник слабо метаморфизован. Обычно наблюдается лишь серицитизация некоторых зерен плагиоклаза и замещение цемента эпидот-хлорит-серицитовым агрегатом. В одном из образцов (2019)

Таблица 58

Содержание элементов-примесей в кварцитах, %

Элемент, окисел	2010-8	2010-8	Н-56	Х-56	2010-6	2964	Р-56
	Отобранный чистый кварц			Кварцит			
Al_2O_3	0,03	0,7	0,03	0,1	0,03	0,1	0,1
MgO	0,01	0,1	Следы				
CaO	0,01	0,2	0,03	0,02	0,01	—	0,01
Fe_2O_3	0,01	>10	Следы		0,03	0,01	0,01
Mn	0,001	0,03	—	—	0,01	—	0,001
W	<0,1	> 0,1	0,001	—	0,1	Следы	0,006
Cu	Следы	0,003	Следы		0,1	„	—
Sb	0,05	0,1	0,03	0,01	0,1	„	0,01

наблюдалось эпидот-альбитовое обособление значительных размеров. Оно имеет грязно-зеленый цвет и состоит из неправильных зерен эпидота, сцементированных альбитом и кварцем.

3. ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНОГО ТЕЛА

Рудное тело Барун-Шивеинского месторождения приурочено к аллохтонной части надвига, имеющего амплитуду смещения пластов около 1 км в направлении с юга на север (рис. 65). Руды локализуются в зонах дробления кварцитов. Селективное дробление последних как более хрупких привело к образованию брекчиевых зон, сцементированных рудой. Рудное тело полого падает к востоку (под углами 30—40°), ветвится по направлению к поверхности земли и имеет в разрезе форму «конского хвоста». Расположение отдельных рудных зон контролируется пологопадающими трещинами скалывания субширотного простирания.

За пределами аллохтонной части надвига на г. Рудной бедные ферберитовые и ртутные руды известны на горах Средней и Восточной, но их промышленное значение неясно.

На Барун-Шивеинском месторождении встречаются 3 типа руд: антимонитовые, ферберитовые и киноварные. Они отложились в две главные стадии: антимонитовую и ферберитовую. Руды первой, антимонитовой, стадии имеют на месторождении локальное распространение и встречаются только на юго-западном склоне г. Рудной. Они образуют здесь гнезда до 1 м в диаметре или жилы небольшой мощности и в основном сложены антимонитом. В антимонитовую стадию отлагалась и темно-красная киноварь. Вторая стадия рудообразования представлена ферберитовыми рудами. Основная масса их находится на г. Рудной, однако прожилки с убогим содержанием мелкозернистого ферберита встречаются также на горах Средней и Восточной. Для руд этой стадии характерна брекчиевая текстура; ферберитовая масса в этом случае цементирует обломки кварцита и антимонитовых руд, причем зерна антимонита обычно превращены в бурую или серую массу стибиоконита и других гидроокислов сурьмы. Основная часть ферберитовых руд имеет мелкозернистое сложение. Широко распространены также рудные милониты, состоящие из еще более мелкораздробленной массы ферберита и кварца. В друзовых пустотах встречаются щетки переотложенных призматических кристалликов ферберита до 3—4 мм длиной. В этих же друзовых полостях встречается светло-красная киноварь, являющаяся продуктом переотложения более ранней темно-крас-

ной киновари, отложившейся в антимонитовую стадию. Светло-красная киноварь главным образом встречается на горах Средней и Восточной.

Таким образом, на месторождении наблюдается своеобразная зональность в распределении руд с запада на восток и снизу вверх: антимонитовые руды сменяются ферберитовыми, а последние — киноварными.

Околорудные изменения пород выражены слабо. Наблюдается перекристаллизация кварцита вблизи рудных прожилков, обычно сопровождающаяся осветлением кварцита вследствие выноса железа. Кроме того, в околожильных зонах наблюдается новообразование серицита и кальцита. Такой характер околожильного изменения пород свидетельствует о щелочном характере рудоносных растворов.

После образования продуктивных руд на месторождении наблюдается этап формирования безрудных жил молочно-белого кварца.

В целом же широкое распространение процессов брекчирования и милонитизации, мелкокристаллическая и тонкодисперсная структура руд, неравномерное распределение руд, наличие большого количества друзовых пустот, крустификационные и колломорфные текстуры — все это говорит о близповерхностных условиях формирования месторождения.

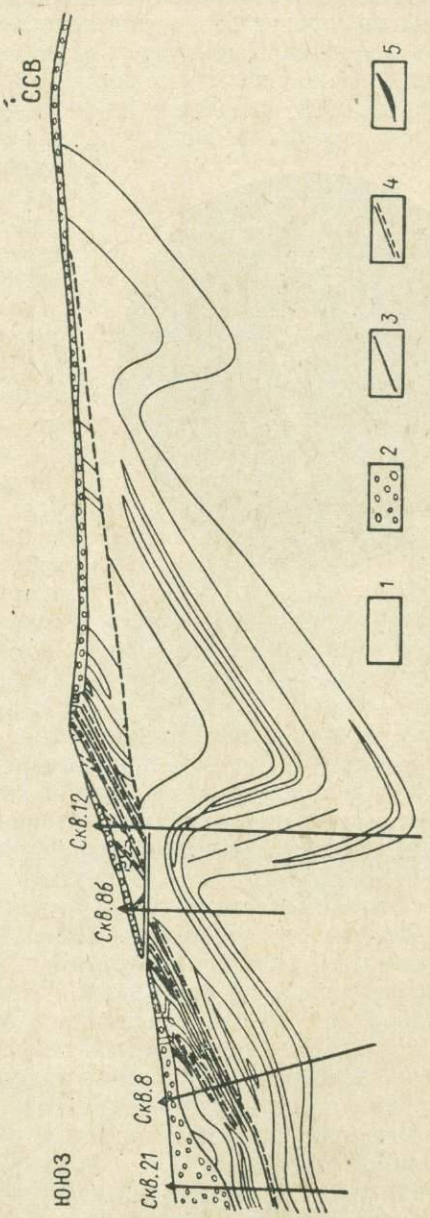


Рис. 65. Геологический разрез Барун-Шивеинского рудного тела.

1 — серицито-кварцевые и биотитово-кварцевые сланцы с прослоями кварцитов и карбонатов кангильской свиты ($Sn—Pz_1kn$); *2* — наносы; *3* — трещины скалывания с зеркалами скольжения на стенках; *4* — взбросо-сдвиги и сбросо-сдвиги; *5* — рудные тела с вольфрамитовым оруденением.

Кварц

Из нерудных минералов на месторождении в основном развит кварц. Выделения его сопровождают весь рудный процесс. Самая ранняя генерация кремнезема пропитывала вмещающие породы еще в дорудную стадию процесса. Она нередко сопровождается пиритом. При этом довольно часто кварц образует мелкие прожилки, представленные мелкозернистым, типа роговикового, кварцем серого и темно-серого цветов. Иногда встречаются сплошные окварцованные участки. Ранняя генерация кремнезема богата газоводными включениями и включениями различных минералов. Образование же скрытокристал-

лических и мелкозернистых агрегатов, наличие многочисленных газоводных включений в кварце свидетельствуют о том, что его кристаллизация шла из растворов, сильно пересыщенных твердой и газовой фазами.

Вторая генерация кварца представлена крупнозернистой молочно-белой его разновидностью. Такой кварц образует на месторождении маломощные прожилки (мощностью 2—3 см), а также небольшие жилы до 10 см шириной. В некоторых случаях прожилки молочно-белого кварца проникают по слоистости пород, образуя густую сеть. Строение кварцевых прожилков свидетельствует о том, что кристаллизация этой разновидности кварца происходила, как и предыдущей, из высококонцентрированного сильно пересыщенного раствора. Кварцевые жилки у зальбандов сложены мелкозернистым агрегатом кварцевых зерен, к центру жилки количество зерен уменьшается и увеличивается их размер. Таким образом, по мере падения пересыщения раствора в растущем агрегате кристаллов отчетливо проявляется действие закона геометрического отбора. В осевой части некоторых кварцевых жилок имеются пустотки, заполненные еще более мелкими кристалликами кварца. Они, в свою очередь, указывают на имевшие место последующие резкие пересыщения раствора кремнеземом.

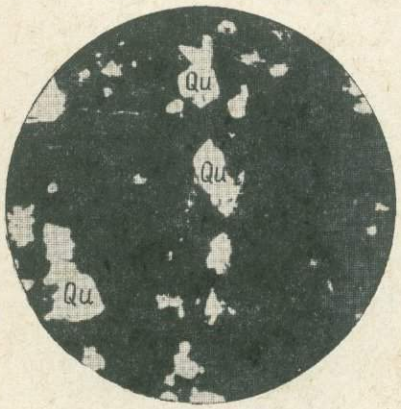


Рис 66. Обломки кварца, сцементированные ферберитом.
Шлиф 2043, без анализатора, увеличение 27.

Кварц первых двух генераций рассечен немногочисленными трещинками, выполненными антимонитом и киноварью. В зоне дробления он сильно брекчирован, перетерт. К этим участкам кварца часто приурочены мощные выделения сурьмяного блеска. Кварц, сопровождающий антимонит, представлен светлой короткопризматической гребенчатой разновидностью. Он вместе с антимонитом заполняет трещинки в породе, цементирует обломки кварцита и молочно-белого кварца. Угловатые обломки серого и молочно-белого кварцев нередко цементируются ферберитом (рис. 66).

Кварц третьей генерации часто образует прозрачные короткопризматические кристаллики (до 0,3 см в длину), очень хорошо ограниченные, нередко с двумя головками. Часто кристаллы этого кварца образуют различной формы срастания с антимонитом. Иногда прозрачные кристаллики его содержат мелкие включения антимонита. Кварц, сопутствующий фербериту, выполняет краевые зоны жильных трещин, нарастает в виде короткопризматических щеток на обломки кварцита. Он обычно имеет светло-серую окраску, содержит значительное количество газоводных включений.

Самый поздний кварц образует маломощные прожилки (до 0,7 см в поперечнике). Он представлен светло-серой гребенчатой разновидностью. Стенки пустот, встречающихся в средней части прожилков этого кварца, выполнены обычно удлиненными кристалликами, часто ожелезненными с поверхности. Полости эти заканчивают нормальный процесс кристаллизации кварца. Иногда в этих пустотах в ассоциации с кварцем встречаются кристаллы светлой киновари и гораздо реже— призматические кристаллы переотложенного ферберита. Результаты по-

Таблица 59

Содержание элементов-примесей в кварцах по данным спектрального анализа, %

Элемент, окисел	2010-8 серый	Н-56 серый	Х-56 молочно-белый	2010-6 серый	2964 молочно-белый	Р-56 серый
Al_2O_3	0,03	0,03	0,1	0,03	0,1	0,1
MgO	0,01	—	—	Следы	—	—
CaO	0,01	0,03	0,02	0,01	—	0,01
Fe_2O_3	0,01	Следы	—	0 03	0,01	0,01
Mn	0,001	—	—	0,01	—	0,001
W	<0,1	0,001	—	0,1	Следы	0,006
Cu	—	—	Следы	—	—	—
Sb	0,05	0,03	0,01	Следы		0,01

луколичественного спектрального анализа различных кварцев приведены в табл. 59.

Кальцит

Кальцит в значительном количестве обнаружен в нескольких образцах (например, 2020/56) из отвалов горных выработок, пройденных Агинской партией. Обычно кальцит выполняет трещинки в кварците. Центральная часть одной из жилок оказалась выполненной кальцитом с хорошо выраженной спайностью по ромбоэдру. Светопреломление кальцита $N_O = 1{,}658 \pm 0{,}001$. В краевых частях жилки наблюдалось сильное ожелезнение: кристаллы ромбоэдрического облика, развивающиеся по контакту жилы с кварцитом, имели желтовато-бурую окраску (рис. 67). Возможно, что кальцит, выполняющий трещину, образовался за счет разложения другого, более железистого карбоната. Рыхлые травертиноподобные массы гипергенного кальцита часто можно встретить в трещинах и на нижних поверхностях обломков вмещающих пород.



Рис. 67. Жила кальцита в кварците.

Шлиф 2020, без анализатора, увеличение 27.

Эпидот. Полевые шпаты

Эпидот нередко выполняет трещины в кварците (например, обр. 2019/56), образуя при этом сплошные выделения фисташково-зеленого цвета. Оптические свойства эпидота: $Nm = 1{,}761$, оптически отрицательный, $2V = -70°(+)$, $c\,Np = 4 \div 5°$. Приведенные константы отвечают эпидоту с 35% «молекулы» $Ca_2Fe_3Si_3O_{12}OH$. При перекристаллизации такого эпидота образуется клиноцоизит (шлиф 2019/56). Иногда пустоты в осевой части эпидотовых жилок выполнены полевым шпатом (рис. 68), причем под микроскопом видно, что выполнение их происходило после перекристаллизации железистого эпидота в клиноцоизит.

Обломки кристаллов клиноцоизита оказываются при этом заключенными в полевом шпате.

Полевые шпаты представлены калиевым полевым шпатом и альбитом. Выделения их, заполняющие пространство между ранее образовавшимися минералами, имеют неправильную форму. Зерна альбита несколько удлинены, под микроскопом обнаруживают характерную шахматную структуру двойникования по альбитовому закону. Оптические свойства альбита соответствуют второму — третьему номеру плагиоклаза. Измерения на федоровском столике альбита дали: $DNg = 18{,}5°$; $DNm = 71°$; $DNp = 88°$; $2V = +83°$; $Ng = 1{,}535 \pm \pm 0{,}001$; $Np = 1{,}527 \pm 0{,}001$. Калиевый полевой шпат представлен неправильными по форме выделениями, образующими тесные срастания с альбитом. Оптические свойства калиевого полевого шпата: $P_{010}Ng = 80$, $P_{010}Nm = 12$, $P_{010}Np = 84°$. Эти свойства отвечают составу микроклина. Микроклин и альбит в шлифах кажутся бурыми, полупрозрачными. При больших увеличениях можно видеть, что такая окраска обязана наличию в них огромного количества мельчайших газоводных включений, как это было уже неоднократно описано (Барабанов, 1958в, 1961).

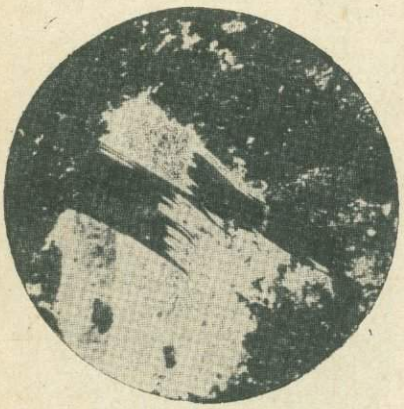


Рис. 68. Выполнение альбитом друзовой пустотки в эпидоте.
Шлиф 2019, николи ×, увеличение 27.

Серицит

Мелкочешуйчатый серицит распространен преимущественно во вмещающих породах. Отдельные чешуйки серицита имеют размер до 0,1 мм в длину и до 0,01 мм в поперечнике. Нередко серицит присутствует также в кварцевых прожилках, будучи захваченным по-видимому, из боковых пород. Во вмещающих кварцитах серицит развивается по трещинкам в породе и в промежутках между кварцевыми зернами. В песчаниках широко распространен процесс серицитизации плагиоклаза, в сланцах — хлорита. Образование серицита во вмещающих породах в заметных количествах указывает на определенную роль щелочей в рудоносных растворах, формировавших Барун-Шивеинское месторождение.

Хлорит

Хлорит встречается в тесной ассоциации с серицитом, образуя мелкочешуйчатый агрегат, с трудом поддающийся оптическому исследованию. Во вмещающих породах хлорит почти полностью серицитизирован.

Неизвестный минерал

В двух шлифах (2017/56 и 2046/56) в кварце обнаружены тонкие иголочки красно-бурого минерала. Размер иголочек до 0,05 мм в длину. Иголочки образуют различной формы срастания: крестообразные под

углом друг к другу и т. п. В скрещенных николях окраска минерала не меняется, зерна его не гаснут, плеохроизма не наблюдается. Определить, какой это минерал, не удалось, так как выделения его столь малы, что рассмотреть их и при максимально возможном увеличении не удается.

Ферберит

Является главным рудным минералом месторождения. В виде зернистой массы он нередко пропитывает вмещающие кварциты, заполняет трещинки в породе, цементирует обломки пород, образуя брекчиевые



Рис. 69. Гребенчатый кварц (белое), нарастающий на обломки кварцита.
Шлиф 2960-5, николи ×, увеличение 40.

руды и нарастает на стенки пустот в виде мелких друзовидных агрегатов.

Выделению ферберита в трещинках и пустотах иногда предшествует выделение светло-серого гребенчатого кварца, нарастающего в виде короткопризматических щеток на обломках кварцита, на стенки трещин и гнезд (рис. 69).

В виде идиоморфных кристаллов ферберит встречается только в поздних друзовых пустотках, гораздо чаще он образует неправильные по форме выделения. Размер отдельных кристаллов ферберита не превышает 2—3 мм, в редких случаях индивиды минерала достигают 4—5 мм в длину. Кристаллы ферберита имеют удлиненную призматическую форму. Они образованы гранями призм (210), (110), (410), (111) и пинакоидов (001), (010), (100).

Цвет ферберита черный, черта темно-коричневая. Царапается стальной иглой, дает темно-коричневый, почти черный порошок. В отраженном свете он светло-серый, в косом отраженном свете обнаруживает очень слабо заметные буроватые внутренние рефлексы.

Отражательная способность ферберита из Барун-Шивеинского месторождения оказалась равной $R = 17{,}35\%$. Минерал обладает заметным

Таблица 60

Химические анализы вольфрамитов

№ п.п.	Номер образца	Химический анализ, вес. %										Σ	$MnWO_4$, %	Формула вольфрамита
		WO_3	Nb_2O_5	Ta_2O_5	TiO_2	SiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO			
1	2010/56	76,20	—	—	—	—	—	17,95	5,35	—	—	99,50	23	$(Fe_{0,76}Mn_{0,23})_{0,99}W_{1,00}O_4$
2	2010/70	75,93	0,06	0,002	0,032	0,20	Нет	17,89	5,97	Нет	0,06	100,14	26	$(Fe_{0,76}Mn_{0,26})_{1,02}(W_{0,98}Si_{0,01})_{0,99}O_4$
3	2010/71	75,67	0,01	0,003	0,05	0,40	0,05	15,29	8,56	0,28	0,11	100,43	36	$(Fe_{0,64}Mn_{0,35}Mg_{0,02})_{1,02}(W_{0,97}Si_{0,02})_{0,99}O_4$
4	2960-1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	27	—
5	2010-6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	24	—
6	2010-13	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	29	—

Аналитики: 1 — Л. П. Ивакина, ЛГУ, 1958 г.; 2 — И. А. Плисс, СЗТГУ, 1970 г.; 3 — Н. Н. Бушуева, СЗТГУ, 1971 г.; 4—6 — % $MnWO_4$ определен спектральным методом (Г. А. Шейнина и др., ЛГУ, 1971 г.).

двуотражением, крайние значения показателей отражения равны: $Rg=18{,}21$, $Rp=16{,}53\%$. Определение отражательной способности производилось с платиновым эталоном (R платины принималась равной 66%) на микрофотометре МФ-2. Полученные значения соответствуют железистому члену ряда вольфрамита.

Химические анализы вольфрамитов из Барун-Шивеинского месторождения приведены в табл. 60. Там же приведены значения железистости вольфрамита, определенные спектральным методом (Шейнина и др., 1971). Из приведенных данных следует, что марганцовистость барун-шивеинского вольфрамита колеблется от 23 до 36% $MnWO_4$.

Спектральный анализ образцов вольфрамита приведен в табл. 61. Удельный вес анализируемого ферберита, определенный пикнометрическим методом при навеске 0,791 г, оказался равным $D_{4/V}^{22}=7{,}419\pm0{,}005$ (среднее из трех определений).

Для ферберита из той же жилы (обр. 2010) было сделано определение микротвердости на плоскости спайности методом вдавливания на приборе ПМТ-3. Определение затруднялось отсутствием крупных спайных пластинок минерала. При больших нагрузках (50 г) получался большой разброс данных за счет вдавливания пластинок в пластилин и за счет их частичного растрескивания под давлением. При малых нагрузках (20 г) характер распределения отпечатков представлен на графике (рис. 70).

Абсолютная микротвердость при длине диагонали 26 дел. окул.-микр. оказалась равной $H=5{,}62$ кгс/мм^2, при длине диагонали 27 дел. окул.-микр. $H=5{,}21$ кгс/мм^2. Среднее значение микротвердости $H_{ср}=5{,}41$ кгс/мм^2. Класс твердости $H_0=5{,}49$. При нагрузке 50 г класс твердости в

Таблица 61

Содержание элементов-примесей в вольфрамитах по данным спектрального анализа, %

Элемент, окисел	2010-12	2010-15	У-56	2010	2010-6	2043	2960
SiO_2	0,5	0,7	0,3	0,5	0,03	0,1	0,7
Al_2O_3	0,2	0,3	0,03	0,03	0,03	0,1	0,3
MgO	0,1	0,02	0,01	0,01	Следы	0,07	0,07
CaO	0,1	0,1	0,1	Следы	—	0,07	0,07
Fe_2O_3				Основа			
Mn	>1,0	>1,0	>3,0	>3,0	>3,0	>1,0	>1,0
Ti	0,01	0,02	—	Следы	—	0,05	0,002
V	0,0005	0,0005	0,003	0,0005	0,0005	Следы	0,0005
W				Основа			
Cu	0,001	0,001		Следы			0,0015
Ag	0,0001	0,0001		"			0,00032
Sb	0,15	0,03	0,01	Следы		0,1	0,2
Bi	0,0005	0,0002	—	—	—	—	0,002
La	0,0015	0,0015		Следы		0,001	0,001
Zr	—	0,0007	—	—	—	—	0,0007
Sc	0,003	0,007	0,001	0,005	0,001	0,005	0,0015

среднем оказался равным $H_0=5{,}41$ (длина диагонали 43 дел. окул.-микр.).

Особо следует остановиться на соотношении ферберита с другими минералами. Как в образцах, так и в аншлифах под микроскопом отчетливо видно, что прожилки ферберита секут сплошные выделения антимонита. Вдоль зальбандов жил и по контакту с зернами ферберита (рис. 71) антимонит повсеместно изменен, превращен в серовато-желтую рассыпчатую массу. Очень часто отдельные кристаллы или обломки кристаллов антимонита оказываются захваченными ферберитом; в этом случае антимонит полностью псевдоморфизован (рис. 72). На основании этих наблюдений нами уже в 1956 г. было установлено более позднее проявление ферберитовой стадии минерализации по отношению к антимонитовой.

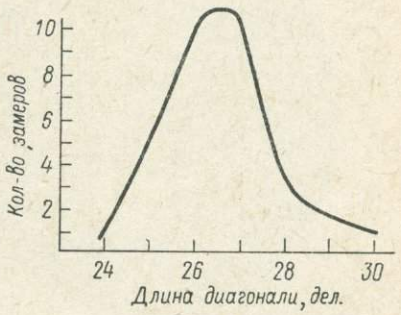


Рис. 70. Характер распределения отпечатков, полученных методом вдавливания на приборе ПМТ-3.

Киноварь встречается в ферберитовых рудах в виде зерен неправильной формы, которые не превышают по своим размерам 6—8 мм в поперечнике. В некоторых случаях можно наблюдать, как ферберит в виде тонких прожилков проникает в киноварь. Таким образом, устанавливается и более позднее время образования ферберита по отношению к киновари (рис. 73). Однако иногда в друзовых пустотах в ассоциации с удлиненными призматическими кристаллами ферберита и гораздо реже по трещинам, секущим ферберитовые руды, отлагаются кристаллы более поздней светло-красной перекристаллизованной киновари.

В поверхностных условиях ферберит замещается охристой массой. По сравнению с исходным вольфрамитом эта масса обогащена (табл. 62) Ca, Sb, Sr, As, выносятся Fe, Mn, W.

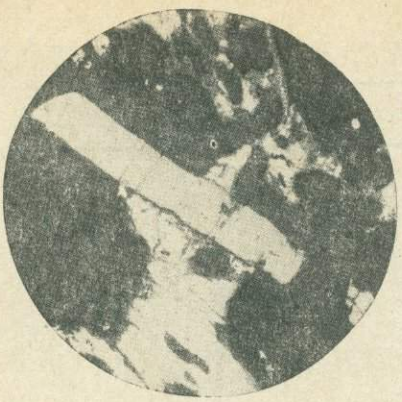


Рис. 71. Изменение антимонита (светло-серое) по контакту с зернами ферберита (серое).
Аншлиф Д-56, увеличение 68.



Рис. 72. Псевдоморфоза сурьмяных окислов по антимониту (вытянутый агрегат).
Аншлиф 2960-1, увеличение 95.

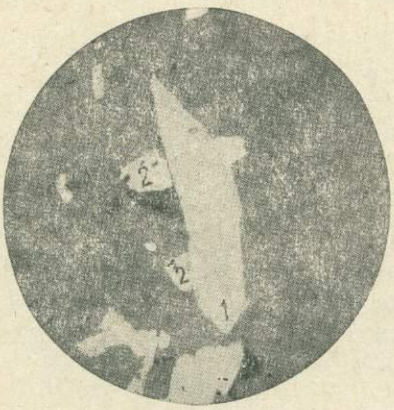


Рис. 73. Пересечение кристаллом ферберита (*1*) двух зерен киновари (*2*).
Аншлиф 2013-1, увеличение 110.

Таблица 62

Содержание элементов-примесей в вольфрамите и во вторичном минерале, его замещающем (обр. 2043), по данным спектрального анализа, %

Элемент, окисел	Вольфрамит	Вторичный минерал по вольфрамиту
SiO_2	0,1	0,1
Al_2O_3	0,1	0,2
MgO	0,07	0,03
CaO	0,07	>10
Fe_2O_3	Основа	0,2
Mn	>1,0	0,06
Ti	0,05	Следы
V	Следы	
W	Основа	0,05
Cu	Следы	0,03
Pb	„	0,005
Sb	0,1	>10
As	—	1,0
Sr	—	0,1
Ba	—	0,02
Sc	0,005	0,001

Антимонит

По количественному содержанию в рудах значительно уступает фербериту. Антимонит цементирует обломки кварцита и мелкие обломки молочно-белого кварца, заполняет тонкие трещинки в породе. В сильно трещиноватых участках антимонит образует часто выделения, достигающие в длину 12 см. В большинстве случаев представлен в виде радиально-лучистых и шестоватых агрегатов, отдельные кристаллы в которых достигают 4—5 см в длину. На плоскостях (010) кристаллов обычно наблюдается поперечная штриховка.

Для антимонита Барун-Шивеи характерна спайность в нескольких направлениях. В полированных шлифах хорошо проявлены следы про-

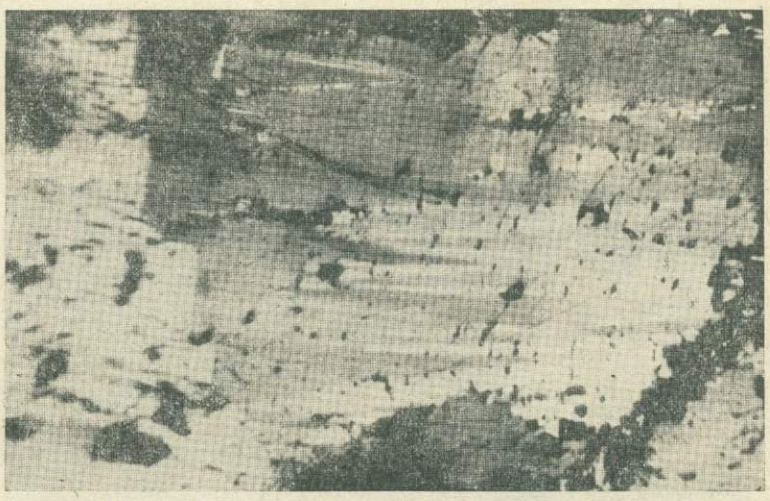


Рис. 74. Пластинчатое двойникование антимонита.
Аншлиф У-56, николи X, увеличение 18.

дольной спайности по (010) и хуже по (101) и (110). Антимонит обладает очень сильным двуотражением и под микроскопом производит впечатление агрегата, состоящего из разных минералов. Крайние значения показателей отражения, определенные на микрофотометре МФ-2, оказались равными: $Rg=42{,}29$, $Rp=34{,}58\%$. В скрещенных николях обнаруживает сильный эффект анизотропии. Очень типично для антимонита волнистое угасание, прямое относительно спайности. Зерна минерала обычно сдвойникованы; частые двойниковые пластинки линзоводино выклиниваются вблизи границ отдельных кристаллов (рис. 74). В отраженном свете антимонит белый, царапается медной иглой. Внутренние рефлексы отсутствуют. Реакция с КОН дает окрашивание капли реактива сначала в желтый, потом в оранжевый цвет. Спектральными анализами (табл. 63) в антимоните обнаружены Si, Al, As, Ca, Mg, Mn, Fe, W, Cu, Pb, Ag, Na.

Очень характерным для антимонита Барун-Шивеинского месторождения является его тесное срастание со светло-серым короткопризматическим, гребенчатым кварцем. Этот кварц всюду сопутствует антимониту.

Кристаллы антимонита, заключенные в ферберите, имеют обычно неправильные, разъеденные очертания. Обычно они полностью псев-

Таблица 63

Содержание элементов-примесей в антимонитах по данным спектрального анализа, %

Элемент, окисел	Д-56	Е-56	Ж-56	Н-56	Р-56
SiO_2	0,3	0,2	0,1	0,2	0,1
Al_2O_3	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
MgO		Следы			0,01
CaO	0,5	0,3	0,2	0,6	0,1
Fe_2O_3	0,03	0,1	0,1	0,2	0,03
Mn	—	—	0,007	—	0,01
W	Следы	0,005	0,001	Следы	0,01
Cu	0,01	0,003	0,003	0,01	0,003
Pb	0,03	0,01	0,01	0,03	0,01
Ag		Следы	—	Следы	0,0003
Bi			—	—	—
As	0,2	0,1	0,1	0,3	0,1
Na_2O		Следы			0,03

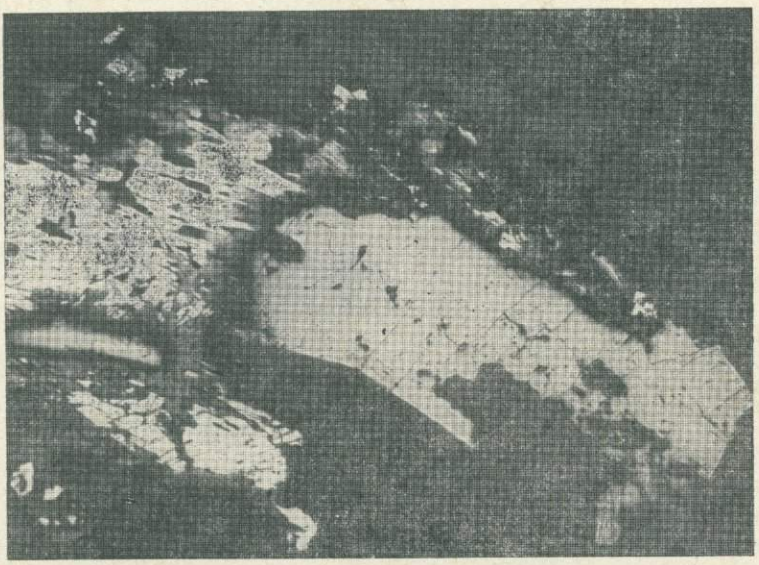


Рис. 75. Псевдоморфоза стибиоконита по антимониту. Видны реликты незамещенного антимонита.
Аншлиф Ж-56-1, увеличение 75.

доморфизованы, но иногда в центре измененного кристалла можно встретить реликты незамещенного антимонита (рис. 75). В антимоните наблюдаются неправильной формы выделения киновари, которая кристаллизуется часто в интерстициях между его зернами, а также мелкие включения и тонкие прожилки более позднего пирита.

Киноварь

Киноварь образует неправильной формы выделения в антимоните, в кварце и в виде густой неправильной сети прожилков проникает во вмещающие породы. Основная масса киновари кристаллизовалась в антимонитовую стадию минерализации.

Цвет киновари темно-красный. Зерна ее покрыты свинцово-серой пленкой побежалости, которая заметна даже в отраженном свете и является, по-видимому, причиной заниженных значений показателя отражения: $R=24{,}8\%$. По той же причине, вероятно, в зернах киновари из Барун-Шивеи почти не заметны явления двуотражения и анизотропии.

Кроме отмеченной разновидности на месторождении встречается более светлоокрашенная, алая разновидность киновари. Последняя приурочена к выделениям светлого гребенчатого кварца. Часто алая киноварь образует в друзовых пустотах кристаллы толстотаблитчатого или ромбоэдрического облика. Иногда в таких пустотах совместно с кристаллами киновари находятся удлиненные призматические кристаллы ферберита. Светлоокрашенная киноварь в отличие от темной обнаруживает заметное двуотражение, последнее сопровождается слабым цветным эффектом.

Таблица 64

Содержание элементов-примесей в киновари по данным спектрального анализа, %

Элемент, окисел	2013, темно-красная	2011, алая
SiO_2	0,001	0,001
Al_2O_3	0,001	0,001
MgO	0,01	0,01
CaO	0,001	0,001
Fe_2O_3	0,001	0,001
Mn	0,001	0,001
Cu	0,001	Следы
Sb	0,01	—
Zn	0,15	—

Значения показателей отражения оказались равными: $Rg=26{,}65$, $Rp=23{,}1\%$. При скрещенных николях киноварь сильно анизотропна. Спектральными анализами в темно-красной киновари найдены Si, Zn, Al, Fe, Ca, Cu, Sb (табл. 64). В светлоокрашенной (алой) киновари сурьма, цинк отсутствуют.

Наблюдения показывают, что светлая киноварь образовалась в результате перекристаллизации более темной разновидности. Об этом свидетельствует несколько более простой состав поздней генерации и отложение ее в друзовых полостях в виде идиоморфных кристаллов в ассоциации с явно перекристаллизованными кристаллами ферберита и позднего кварца.

Пирит

Пирит образует редкую, неравномерно рассеянную вкрапленность в кварцитах и сланцах. Обычно он встречается в виде кристалликов кубической и октаэдрической формы. По периферии отдельные кристаллы пирита замещаются гидроокислами железа. Иногда они образуют полные псевдоморфозы по пириту. Пирит в виде мелких включений и тонких ветвистых жилочек встречается также в антимоните и в кварце, сопутствующем антимониту. Зерна пирита в этом случае разбиты трещинами, которые залечены обычно кварцем. В отраженном свете пирит отличается желтой окраской, высокой отражательной способностью ($R=53\%$). Твердость 6.

Лимонит

Гидроокислы железа широко распространены на месторождении, обусловливая бурую окраску вмещающих пород и окисленных руд. Они образуют псевдоморфозы по пириту, замещают с поверхности зерна ферберита, выполняют трещины в породах массами землистого и желтовато-бурого цвета. Натечные выделения лимонита образуют зональные скрытокристаллические каемки и корки вокруг зерен пирита и вольфрамита. Содержание вольфрама в таких корках не превышает 0,1%. Основу их составляет железо с примесью Mn, Si, Al, Mg, Zn и других элементов.

Сера

В одном из образцов (П-56) в пустотке среди антимонита, замещенного местами вторичными сурьмяными окислами, встречены мелкие желтые кристаллики самородной серы. При нагревании кристаллики серы расплавились, а затем сера сгорела с образованием характерного сернистого газа. Возможно, что появление самородной серы в данном случае связано с превращением антимонита в поверхностных условиях в кермезит по схеме

$$\underset{\text{кермезит}}{Sb_2S_3 + O \rightarrow Sb_2S_2O} + S.$$

Малахит

Встречен в обр. 2022 среди кварцевого прожилка в виде зеленоватых волокнистых зерен. Диагностирован по внешнему виду и качественной реакции на медь.

Вторичные сурьмяные минералы, развивающиеся по антимониту

Как уже отмечалось выше, в тех случаях, когда выделения антимонита секутся прожилками ферберита, зерна сурьмяного блеска, контактирующие с зернами вольфрамита, псевдоморфизуются и замещаются вторичными сурьмяными минералами. Внешне такие псевдоморфозы имеют желтовато-серую или бурую разных оттенков окраску, рыхлое, пористое или волокнистое сложение. Общий вид наиболее чистых зерен, выделенных из таких псевдоморфоз, показан на рис. 76.

Желтовато-серые зерна в иммерсионных препаратах прозрачны, в скрещенных николях изотропны, светопреломление их колеблется в пределах $N = (1{,}632 \div 1{,}639) \pm 0{,}002$. Отражательная способность $R = 9{,}22\%$. Удельный вес, определенный пикнометрическим методом при навеске 0,4913 г, оказался $D^{21}_{4/V} = 3{,}991 \pm 0{,}003$ (среднее из трех определений). Желтовато-бурые зерна (обр. 2046) имеют несколько более плотное сложение. В иммерсионном препарате они проявляют слабую анизотропию. Светопреломление их заметно более высокое ($N = 1{,}908 \pm 0{,}002$), более высокой является и отражательная способность ($R = 11{,}8\%$). Удельный вес, определенный в микробюретке, оказался $D = 4{,}72 \pm 0{,}002$ (среднее из трех определений).

Рентгенометрическое исследование трех образцов, проведенное на кафедре кристаллографии ЛГУ при любезной консультации проф. В. А. Франк-Каменецкого, показало (табл. 65), что все они довольно близки между собой и время их экспозиции мало влияет на число рефлексов. Сравнение с эталонными данными, приведенными у В. Н. Ми-

хеева (1957), показывает, что наши образцы ближе всего соответствуют льюиситу $(Ca, Fe, Na)_2 (Sb, Ti)_2 (O, OH)_7$ и сервантиту Sb_2O_4.

Термографическое исследование этих минералов показывает, что часть из них дает кривые нагревания, аналогичные стибиоконциту (рис. 77, *а, б*). Эти кривые характеризуются наличием размытого эндо-

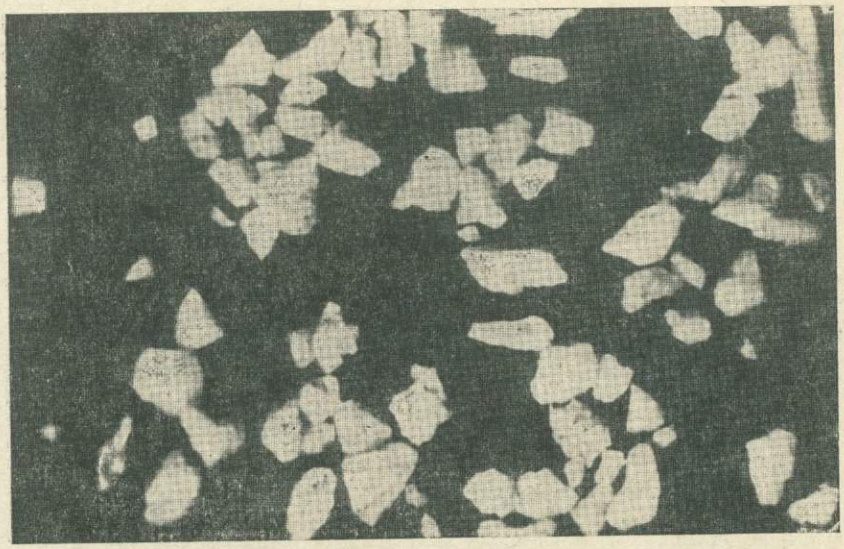


Рис. 76. Зерна вторичных сурьмяных минералов. Общий вид. Обр. Ж-56.

эффекта в интервале 100—300° С и редкого экзоэффекта в интервале 1000—1100° С. В других случаях (обр. 2043, рис. 71, *в*) дифференциальная кривая нагревания обнаруживает экзоэффект несколько раньше, в интервале 800—1000° С, а в пределах 1100—1200° С появляется второй четкий эндоэффект. Такой ход кривой нагревания более соответствует биндгеймиту.

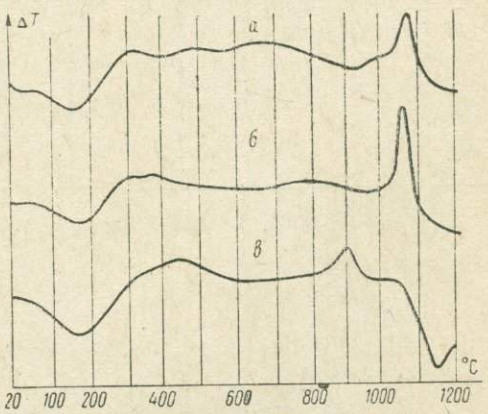


Рис. 77. Термограммы стибиоконита (*а* — обр. Ж-56, *б* — обр. М-56) и биндгеймита (*в* — обр. 2043).

Для более точной характеристики поведения вторичных сурьмяных минералов при нагревании один из образцов (Ж-56) был исследован в лаборатории генетической минералогии кафедры геохимии ЛГУ на дериватографе системы «Paulik». При любезной консультации доц. Ф. Г. Гаврюченкова были получены две характеристики поведения минерала при нагревании на воздухе и в атмосфере аргона. При нагревании на воздухе (рис. 78) до 600° С минерал теряет около 17% своего веса в виде летучих продуктов, при этом в интервале 40—270° С уже свыше 10%. При нагревании в атмосфере аргона до 980° С (рис. 79)

Таблица 65

Результаты рентгеновского определения состава сурьмяных охр

№ п.п.	2043		Ж-56		2046		Льюисит (Михеев. 1957, с. 441)		Сервантит (Михеев. 1957, с. 443)	
	I	d_α/n	*I*	d_α/n	*I*	d_α/n	*I*	d_α/n	*I*	d_α/n
1	1	3,4283							3	3,16
2	10	3,1633	3	3,1125	8	3,1237	3	3,105	8	3,085
3	10	2,9552	8	2,9702	10	2,9652	9	2,964	10	2,955
4	1	2,6601								
5	1	2,5740	2	2,5740	2	2,5777	4	2,564	4	2,563
6	3	1,9709	2	1,9988	1	1,9904			4	1,980
7	2	1,8721							2	1,878
8	7	1,8172	9	1,8147	9	1,8214	10	1,811	10	1,811
9	2	1,7900								
10	4	1,7330	2	1,7308			1	1,731	8	1,723
11	2	1,7023	1	1,7044						
12	2	1,6419							3	1,638
13	8	1,5455	10	1,5471	9	1,5483	10	1,550	9	1,543
14	2	1,4764	2	1,4848	1	1,4859	5	1,481	5	1,476
15	5	1,4354	3	1,4424	1	1,4419	2	1,440	6	1,440
									5	1,383
16	5	1,3316	5	1,3428	2	1,3301	3	1,337	7	1,332
17	2	1,2819					4	1,284	2	1,281
18	2	1,2590							2	1,256
19	5	1,1748	6	1,1798	5	1,1710	8	1,178	6	1,177
20	1	1,1637								
21	5	1,1446	6	1,1510	5	1,1429	7	1,148	7	1,148
22	4	1,1256			2	1,1202	1	1,127	4	1,125
23	4	1,1142							2	1,095
24	1	1,0733					2	1,076	3	1,086
25	2	1,0607							5	1,064
26	6	1,0447			3	1,0488	7	1,048	10	1,049
27	3	1,0283					2	1,034		
28	3	1,0159								
29	2	0,99852					3	0,9936		
30	1	0,99016								
31	6	0,98612					10	0,9880		
32							2	0,9581		
33							3	0,9072		
34							4	0,8981		
35							10	0,8684		
36							9	0,8562		
	$N = 1{,}946$		$N = 1{,}632$							

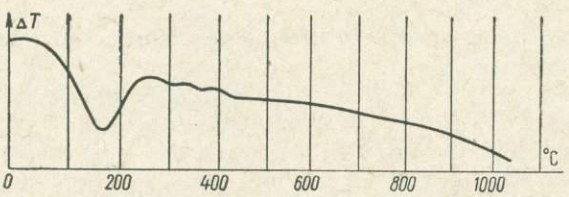


Рис. 78. Термограмма стибиоконита (воздух). Обр. Ж-56.

минерал потерял около 15% своего веса, при этом в интервале 30—300° С — свыше 9%. Расчет показывает, что такому характеру поведения при нагревании отвечает минерал состава $SbO_2OH \cdot H_2O$, в котором сурьма окислена до состояния Sb^{5+}. Приведенная формула эквивалентна формуле $Sb_2O_5 \cdot 3H_2O$, откуда следует, что из трех молекул воды,

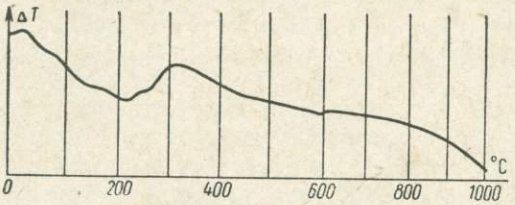


Рис. 79. Термограмма стибиоконита (аргон). Обр. Ж-56.

входящих в состав исследованного окисла сурьмы, две молекулы воды являются водой конституционной и одна — кристаллогидратной. Таким образом, в водных окислах сурьмы из Барун-Шивеинского месторождения вода представлена и гидроксильной и молекулярной формами.

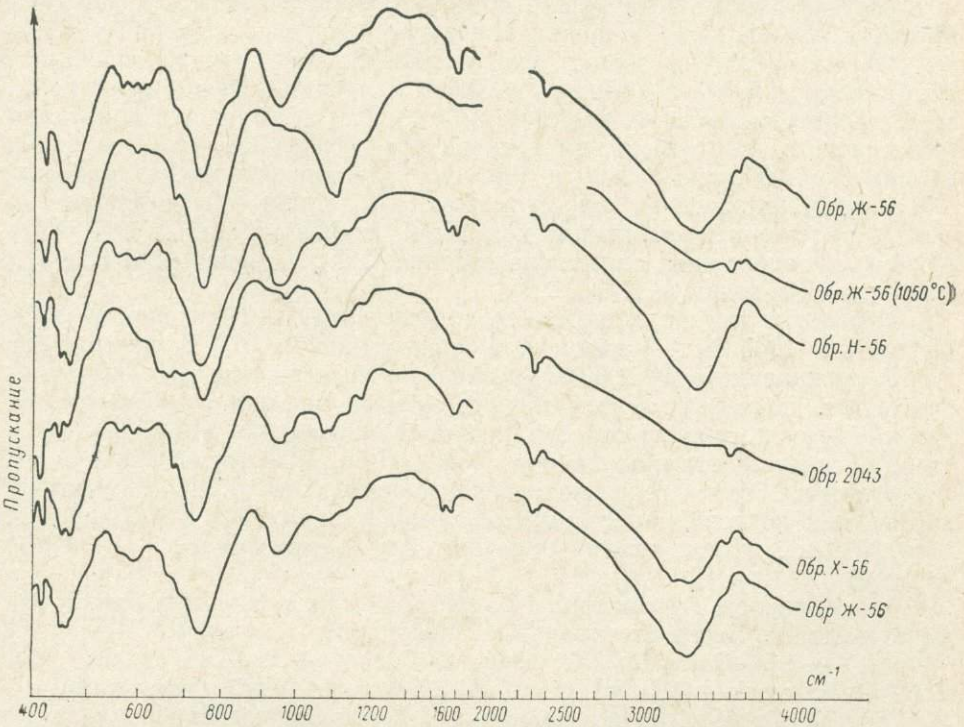


Рис. 80. Инфракрасные спектры поглощения сурьмяных охр.

Для проверки этой гипотезы в той же лаборатории генетической минералогии под руководством старшего научного сотрудника М. Л. Зориной были сняты ИК-спектры вторичных сурьмяных минералов (сурьмяных охр) Барун-Шивеи. ИК-спектры поглощения были получены в области 4000—400 $см^{-1}$ на спектрометре ИКС-14А (рис. 80). В спектрах охр наблюдаются следующие полосы поглощения: широкая интенсивная полоса в области 2800—3500 $см^{-1}$ с максимумом 3330 $см^{-1}$

(3 мкм), 1600, 1650, 1080 $см^{-1}$, полоса средней интенсивности в области 850—1000 $см^{-1}$ с максимумом 930—940 $см^{-1}$, сильная полоса у 734 $см^{-1}$, серия слабых полос в области 550—600 $см^{-1}$, сильный дублет с максимумами 455 и 469 $см^{-1}$ и полоса 412 $см^{-1}$. Сравнение спектров обр. Ж-56 до и после температурной обработки (1050° С) позволило отнести эти полосы к определенным видам колебаний.

Полосы поглощения в области 400—500 и 734 $см^{-1}$ остались неизменными и по положению, и по интенсивности, что дает основание считать их сопровождающими связь Sb—O. Неизменность этих полос свидетельствует также об устойчивости остова кристаллической решетки, образованного сурьмой и кислородом. Полоса с частотой 1080 $см^{-1}$ появляется в спектре, по-видимому, за счет присутствия в образце кварца. Увеличение ее интенсивности, возможно, связано с серией полиморфных переходов модификаций кварца.

В области 1600—4000 $см^{-1}$ находятся полосы поглощения молекул воды и гидроксильных групп. Характеристические частоты молекулярной («свободной») воды 3330 $см^{-1}$ (3 мкм) соответствуют валентным колебаниям и 1660 $см^{-1}$ (6 мкм) — деформационным колебаниям. Эти полосы наблюдаются в спектрах всех охр, кроме обр. 2043. При нагревании образцов эти полосы исчезают. Кроме того, в области 1600 $см^{-1}$ появляется полоса поглощения, которую принято относить к деформационным колебаниям OH-групп. Такое толкование поглощения у частоты 1600 $см^{-1}$ подтверждается тем, что поглощение в широкой области 2800—3500 $см^{-1}$ не может быть вызвано колебанием лишь молекул воды с характеристической частотой 3330 $см^{-1}$, тем более что при удалении молекулярной воды и при температуре 1050° С наблюдается слабая полоса с максимумами 3400 и 3550 $см^{-1}$, характеризующая колебание OH-групп. Поглощение в широкой области в данном случае можно объяснить наложением валентных колебаний гидроксильных групп, участвующих в водородных связях [расстояние OH...O равно $(2{,}67 \div 2{,}98) \times \times 10^{-4}$ мкм], и молекул H_2O.

Сказанное подтверждается сравнением спектров в области 550—600 и 850—1000 $см^{-1}$ у обычной и прокаленной охр. В спектре обр. Ж-56, прокаленного до 1050° С, вышеназванные полосы поглощения отсутствуют. Поскольку в этой области спектра нет полос собственно воды и OH-групп, следует отнести их к колебанию связи Sb—OH.

ИК-спектры поглощения обр. Ж-56, Н-56, Х-56 аналогичны: у них наблюдаются одни и те же полосы поглощения. В обр. 2043 отсутствуют все полосы поглощения, связанные с молекулами H_2O и OH-групп. В обр. 2043 мы имеем, таким образом, дело с безводными окислами сурьмы.

Итак, полосы поглощения ИК-спектров для сурьмяных охр Барун-Шивеи можно интерпретировать следующим образом: 455, 469, 734 $см^{-1}$ — Sb—O связи; 550, 930, 940 $см^{-1}$ — Sb—OH связи; 1600, 2800—3550 $см^{-1}$ — OH-группы; 1600, 3330 $см^{-1}$ — H_2O (молекулы).

Таким образом, вода в сурьмяных охрах Барун-Шивеи находится и в молекулярной, и в гидроксильной формах. Гидроксильные группы образуют водородные связи с расстояниями OH...O, равными $(2{,}67 \div 2{,}98) \cdot 10^{-4}$ мкм.

Вторичные сурьмяные охры, развивающиеся по антимониту, были изучены спектроскопически (табл. 66). Сопоставление содержаний элементов в антимонитах и в замещающих их охрах (табл. 67) показало, что процесс псевдоморфизации сурьмяного блеска сопровождается выносом железа и свинца и резким обогащением псевдоморфоз кальцием. Одновременно по сравнению с исходным антимонитом в несколько

Таблица 66

Результаты спектрального анализа вторичных сурьмяных охр, вес. %

Элемент, окисел	Д-56	Н-56	Ж-56	2043	Ж-56 (1650)	Х-56
Be	0,001	0,00015	0,00032	—	—	0,0005
As	0,3	0,1	0,15	0,5	0,1	0,15
SiO_2	0,1	1,5	2,2	1,5	3,2	1,5
Sb			Основа			
Ti	—	0,0015	0,007	0,001	0,0015	0,005
Al_2O_3	0,1	1,5	2,2	0,05	0,1	0,1
MgO	0,01	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2
Mn	0,01	0,15	0,2	0,05	0,002	0,01
Pb	0,001	0,015	0,015	0,02	0,07	0,007
W	0,01	0 05	0,15	0,05	0,015	0,007
Bi	0,002	0,0015	0,002	0,00032	0,0002	0,0005
Fe_2O_3	0,1	0,7	1,0	0,1	0,2	—
CaO	1,5	0,0015	5,0	2,2	Основа	5,0
V	0,001	0,0005	0,003	0,0007	0,001	—
La	—	0,0015	0,0015	—	0,001	0,0015
Cu	0,003	0,003	0,007	0,005	0,015	0,0005
Ag	Следы	0,005	0,005	0,0002	0,0005	0,0002
Na_2O	—	0,2	0,1	0,03	0,3	0,07
Zn	0,1	0,01	0,015	0,03	—	0,02
Zr	—	0,0007	0,001	—	—	0,0007
Sr	0,03	0,07	0,15	0,05	0,5	0,05
Sc	—	—	0,0007	—	—	—

Таблица 67

Сопоставление содержаний элементов в антимоните и во вторичных минералах по данным спектрального анализа, вес. %

Элемент, окисел	Е-56		Ж-56		Н-56	
	Антимонит	Вторичные минералы	Антимонит	Вторичные минералы	Антимонит	Вторичные минералы
SiO_2	>1,0	>1,0	>1,0	>1,0	>1,0	>1,0
Al_2O_3	0,01	0,02	0,01	0,04	0,02	0,04
CaO	0,3	>10	0,2	>10	0,6	>10
MgO	Следы	0,02	Следы	0,04	Следы	0,04
Fe_2O_3	0,1	0,01	0,1	0,06	0,2	0,06
Mn	—	0,002	0,007	—	—	0,002
W	0,005	0,05	0,001	0,15	Следы	0,05
Cu	0,003	0,006	0,003	0,006	0,01	0,02
Pb	0,01	0,002	0,01	0,002	0,03	0,004
Ag	Следы	—	Следы	—	Следы	—
Sb			Основа			
As	0,1	0,2	0,1	0,2	03	0,2
Zn	—	—	—	—	—	0,02
Sr	—	0,1	—	0,2	—	0,2
Ba	—	—	—	0,04	—	0,04

раз увеличивается содержание вольфрама, алюминия, магния, меди, мышьяка. Во вторичных сурьмяных охрах появляются стронций и барий.

Таким образом, растворы отложившие ферберит и одновременно вызвавшие превращение антимонита в окислы и гидроокислы сурьмы, содержали в своем составе вольфрам, кислород, кальций, стронций, барий, магний, алюминий, медь и мышьяк.

В целом процесс превращения антимонита в окислы и гидроокислы сурьмы схематически можно представить себе следующим образом:

$$Sb_2S_3 + O \rightarrow \underset{\text{кермезит}}{Sb_2S_2O} + S;\quad Sb_2S_2O + 2O \rightarrow \underset{\text{сенармонтит}}{Sb_2O_3} + 2S;$$

$$Sb_2O_3 + O \rightarrow \underset{\text{сервантит}}{Sb_2O_4} = (Sb^{3+}Sb^{5+}O_4);\quad Sb_2O_4 + O \rightarrow Sb_2O_5;$$

$$Sb_2O_5 + SbOOH \rightarrow Sb_3O_6OH = (Sb^{3+}OOHSb_2^{5+}O_5);$$

$$2Sb_2O_5 + Sb_2O_3 \rightarrow \underset{\substack{\text{безводный}\\ \text{стибиоконит}}}{Sb_6O_{13}} = (Sb_2^{3+}O_32Sb_2^{5+}O_5).$$

Указанные переходы, по-видимому, определяются прежде всего величиной окислительного потенциала (активностью кислорода в минералообразующем растворе).

Проведенное исследование ДТА и ИКС сурьмяных охр Барун-Шивеи позволяет предполагать в их составе наличие гидроокислов состава $Sb_2O_3 \cdot 2{,}88\,H_2O$, $Sb_2O_4 \cdot 3{,}03\,H_2O$ и $Sb_2O_5 \cdot 3{,}2\,H_2O$. В обр. 2043, кроме того, присутствуют безводные окислы сурьмы (сервантит или стибиоконит). К сожалению, весьма сложный состав псевдоморфоз, развивающихся по антимониту, затрудняет возможность дать однозначный ответ — какой из этих окислов является преобладающим.

4. НЕСКОЛЬКО ЗАМЕЧАНИЙ О ГЕНЕЗИСЕ

Обобщая данные детального минералогического исследования Барун-Шивеинского месторождения, можно сделать следующие выводы.

1. Месторождение сформировано в два основных этапа: а) ранний, когда произошло отложение антимонита и киновари, и б) поздний, когда местами на эту минеральную ассоциацию произошло наложение вольфрамовой минерализации.

2. Высокое содержание во вмещающих кварцитах и сланцах железа обусловило формирование преимущественно ферберитовых руд. На Барун-Шивеинском месторождении имеют место значительные колебания в составе вольфрамитов, подобно тому как это установлено на всех других исследованных месторождениях.

3. Процесс отложения ферберитовых руд сопровождался серицитизацией породообразующих плагиоклазов, образованием за их счет небольших количеств кальцита, переотложением калиевого полевого шпата, кварца и киновари. Антимонит при этом оказался крайне неустойчивым и превращался в окислы и гидроокислы сурьмы.

4. На Барун-Шивеинском месторождении, как и на всех других вольфрамитовых месторождениях Забайкалья, широко проявлены процессы перекристаллизации многих рудных и нерудных минералов (кварца, ферберита, киновари и др.). Эти процессы ошибочно воспринимаются за проявления нескольких последовательных «стадий минерализаций».

5. Так же ошибочным является утверждение, что «в этом типе месторождений ферберит и шеелит образуются совместно с киноварью и антимонитом из одних и тех же растворов» (Щеглов, 1959, с. 57).

Выше было показано, что растворы, отложившие ферберит, были богаты кислородом. В этих условиях антимонит превращался в комплекс новых, кислородных, соединений, а киноварь перекристаллизовывалась, изменяя при этом свой первоначальный состав.

Часть III

ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ

ГЛАВА I

КУНАЛЕЙ. МОЛОДЕЖНОЕ. ШУМИЛОВКА

Месторождения Куналей, Молодежное, Шумиловка расположены в междуречье Чикоя и его левого притока Чикокона (рис. 81). Рудник Куналей находится в верховьях небольшой горной речки того же назва-



Рис. 81. Схема расположения месторождений Куналей, Шумиловка, Молодежное.

ния, по узкой живописной долине которой от селения Аца тянется грунтовая дорога. Расстояние от Ацы до Куналейского месторождения 50 км. Из Куналея по такой же дороге через довольно высокий перевал можно попасть в Шумиловку, до которой от Куналея около 30 км. В 8 км к северо-востоку от Шумиловки располагается Молодежное. Район месторождений принадлежит к числу труднодоступных. Куналей находится в 250 км от ближайшего города и железнодорожной станции Петровска-Забайкальского. Связь между районами осуществляется автомобильным и воздушным путями. Русла многочисленных рек непригодны для судоходства из-за неравномерного водного режима и валунного дна. Основной и пока самый удобный способ передвижения в районе месторождений — автомобильный и местами вьючный.

1. ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

Одно из первых упоминаний о геологическом строении описываемого района находится в трудах В. А. Обручева, который в 1897 г. совершил ряд маршрутов по долине р. Чикоя в связи с постройкой Сибирской железной дороги. В 1910—1914 гг. В. А. Обручев дал первую схему геологического строения Западного Забайкалья. Большинство метаморфических и изверженных пород он относил к докембрию. В 1917 г. верховья Чикоя посетил С. А. Докторович-Гребницкий. В собранной им коллекции С. С. Смирновым впоследствии был обнаружен касситерит в образцах кварца из устья р. Баджираевки (правый приток Чикоя).

Планомерные геологические исследования района начаты в 1928 г. Ю. П. Деньгиным. В результате этих исследований была составлена геологическая карта и разработана стратиграфическая схема, принятая многими исследователями за основу. Рудные проявления Чикойского района Ю. П. Деньгин связывал с лейкократовыми гранитами — продуктами дифференциации интрузий киммерийских гранитов. Ю. П. Деньгин первым установил региональное распространение касситерита и вольфрамита в элювиальных отложениях бассейна р. Чикоя.

С 1934 г. в чикойской тайге начались планомерные исследования района партиями «Союзникельоловоразведки». В 1934 г. Верхнеингодинская партия под руководством А. С. Голикова открыла Баджираевское оловорудное месторождение. Чикой-Ингодинской геологической партией были открыты Чикоконское и Бондунгинское месторождения. После открытия в 1936 г. А. А. Тиуновым Шумиловского месторождения поисковые работы были сосредоточены в бассейне р. Чикокона. В 1937 г. А. А. Тиуновым возглавлялись поисковые работы на площади, охватывающей левобережье среднего течения р. Чикоя. В результате этих работ было открыто Молодежное олово-вольфрамитовое месторождение. В 1938 г. А. А. Тиуновым же возглавлялись поиски на разрозненных участках по притокам средней части и верховьев р. Чикокана. Результатом поисков явилось открытие Студенческого вольфрамитового месторождения.

В 1938—1939 гг. геологическую съемку района р. Чикоя завершили П. И. Налетов и Е. И. Бессомуни. Принимая за основу геологическую съемку Ю. П. Деньгина, эти исследователи уточнили взаимоотношение различных гранитоидов, развитых в районе. Олово-вольфрамовое оруденение района они связывают с гипабиссальными породами типа гранит-порфиров и кварцевых порфиров, которые относятся к дайковой фазе Большой гранитной интрузии. Партией П. И. Налетова был установлен ряд точек редкометального оруденения по водоразделу рек Чикоя и Чикокона.

В 1938 г. Шумиловское и Молодежное месторождения были исследованы О. Д. Левицким. Летом 1940 г. были проведены детальные поиски в районе, прилежащем к Шумиловскому, Молодежному и Студенческому месторождениям. Поисково-разведочные работы были проведены в 1940 г. также по левобережью верхнего течения р. Чикоя, а в 1941г. — по правобережью этой реки. В 1944 г. В. А. Андрущук открыл Асаканское оловорудное месторождение. В 1947 г. открыли Куналейское вольфрамитовое месторождение на основе находки штуфа с вольфрамитом в коллекции Е. Я. Менделя.

С 1946—1948 гг. И. Ф. Григорьев, Е. И. Доломанова с группой научных сотрудников занимались изучением Шумиловского, Молодежного, Баджираевского и других Sn—W месторождений. Они пришли к выводу, что олово-вольфрамитовые месторождения Чикойского района

связаны с биотитовыми гранитами Большой гранитной интрузии и приурочены к ее куполовидным выступам. Лейкократовые граниты, которые Ю. П. Деньгин относил к дифференциатам интрузии и с которыми связывал рудные проявления Чикойского района, эти исследователи признали результатом изменения биотитовых гранитов под действием «автопневматолитических» процессов. Результаты многолетних исследований И. Ф. Григорьева обобщены в его докторской диссертации (1957).

С 1955 по 1958 г. геологические поиски и разведочные работы в Чикойском районе вела Шумиловская экспедиция.

2. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Наиболее крупными тектоническими элементами в Западном Забайкалье являются пояса байкальской и раннепалеозойской складчатости, а также примыкающие с юга среднепалеозойские структуры Монголо-Охотского пояса. Выделенные области различаются тектоническим режимом развития и процессами осадконакопления, магматизма и метаморфизма.

Оловянные и олово-вольфрамовые месторождения Западного Забайкалья генетически связаны с интрузиями гранитоидов. Структурные взаимоотношения интрузивных массивов гранитоидов с вмещающими их породами контролируют морфологические типы оловянных и оловянно-вольфрамовых месторождений, а в сочетании с химизмом вмещающих пород и послемагматических растворов определяют минеральный состав рудных тел. Ими же определяется, в конечном счете, и промышленная ценность месторождений.

По петрографическому составу оловоносные и вольфрамоносные гранитоиды разделяются на две группы. К первой группе гранитоидов относятся нормальные биотитовые граниты, составляющие главную массу интрузий. Подчиненное значение здесь имеют роговообманково-биотитовые граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, диориты, граносиениты, кварцевые сиениты и мигматиты, составляющие гибридную краевую фацию интрузий. Апикальные части их обычно метасоматически изменены. Гранитоиды второй группы представлены биотитовыми порфировидными разнозернистыми гранитами, лейкократовыми, пегматоидными и амазонитовыми гранитами, гранит-порфирами и кварцевыми порфирами. Процессы ассимиляции в них выражены слабее, но грейзенизация не менее интенсивна, чем в гранитоидах первой группы.

В геологическом строении района Куналей-Шумиловской группы месторождений принимают участие кислые гранитоиды и комплекс осадочно-метаморфических и осадочных пород. Кислые гранитоиды имеют здесь большое распространение. Вся центральная и юго-восточная части района представляют собой обнаженные эрозией выступы огромной гранитной интрузии. Небольшим распространением пользуются осадочно-метаморфические породы палеозойского возраста, еще меньшим — осадочно-метаморфические породы мезозоя.

Толща нижне- и среднепалеозойских пород подверглась интенсивной складчатости, по-видимому, каледонского цикла. Простирание осей складчатости северо-восточное. Основные складки осложнены складками вторичного порядка. Толща мезозойских пород подвергалась значительно более слабо складчатости того же северо-восточного простирания.

Геологическая структура района представляет собой чередование пологих антиклинальных и синклинальных складок, вытянутых в северо-восточном направлении. Они осложнены складками второго поряд-

ка, а местами и небольшими куполообразными поднятиями. В современном эрозионном срезе области синклинальных структур характеризуются развитием пород осадочно-метаморфической толщи. В антиклинальных структурах развиты изверженные породы, среди которых встречаются реликты осадочно-метаморфической кровли.

Куналей-Шумиловская группа месторождений расположена на площади распространения пород так называемой Большой гранитной интрузии. Наиболее широко в составе пород этой интрузии представлены светло-серые крупно- и среднезернистые, иногда порфировидные биотитовые граниты. В зонах эруптивных контактов и вокруг крупных ксенолитов вмещающих пород возникают мелкозернистые разности гранитов. В процессе постмагматической переработки интрузии отдельные части ее превращены в разновидности, среди которых можно выделить:

а) биотитовые граниты с порфировидными выделениями калиевого полевого шпата;

б) розовые биотитовые граниты с дымчатым кварцем;

в) в разной степени грейзенизированные граниты (двуслюдистые, мусковитовые граниты и грейзены).

Считается, что с Большой гранитной интрузией, как уже отмечалось выше, связаны кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы, несущие олово-вольфрамовое оруденение.

И. Ф. Григорьев принимает $T—J_3$ возраст интрузии и связывает ее образование с одной из фаз киммерийского тектоно-магматического цикла.

В пределах Шумиловского рудного узла исследователями были обнаружены 12 коренных оловорудных, вольфрамитовых и олово-вольфрамитовых месторождений. Наибольшее значение из них имеют Шумиловское, Молодежное, Асаканское, Куналейское. Известны 3 россыпных месторождения золота — Сергинское, Чикоконское, Горночихинское, в настоящее время отработанные. В районе известны и другие полезные ископаемые: висмутин, молибденит, галенит, сурьмяный блеск, циркон и др., однако в промышленных концентрациях они пока не встречены.

И. Ф. Григорьев (1957) в своей обобщающей работе дал общую схему геологических условий образования оловянных и оловянно-вольфрамитовых месторождений. По его мнению, вначале происходило внедрение гранитной магмы и прогрев кровли. При этом вмещающие песчанико-сланцевые породы преобразуются в роговики, а доломиты — в шпинель-форстеритовые кальцифиры. Известняки перекристаллизовываются в мраморы. Через некоторое время произошло внедрение кислых остаточных расплавов. Они застыли в виде аплитов и пегматитов, в том числе пегматитов с касситеритом. Еще позже по трещинам в куполовидные выступы интрузии проникли высокотемпературные постмагматические растворы и при экранирующем влиянии контактных пород вызвали площадной метасоматоз интрузивных и вмещающих осадочных пород. Он проявился в мусковитизации гранитов, песчанико-сланцевых пород, в скарнировании карбонатных пород. Остывание гранитных массивов и прогрессирующее развитие трещинной тектоники привело к еще большему растрескиванию апикальных частей интрузий и пород кровли. В эти трещины из магматического очага проникала главная масса послемагматических растворов, вызвавшая интенсивное замещение окружающих пород. Так возникли околожильные метасоматические породы (грейзены разного состава, кварцево-хлоритовые зоны и другие метасоматиты) и рудные жилы.

3. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТЕПЕНИ ИЗУЧЕННОСТИ

Шумиловское месторождение представляет собой обширное поле оловоносных грейзенизированных гранитов и грейзенов, из которых большую часть занимают топазовые грейзены. За счет разрушения топазовых грейзенов и переотложения образовавшихся минералов возникли богатые касситеритовые россыпи, которые разрабатывались Шумиловским прииском. Шумиловский рудник работал с 1933 по 1958 гг. Это был главный рудник названной группы месторождений. Куналей и Молодежное являлись его участками. На Шумиловском центральном участке работало около 150 человек. Канавными работами здесь были вскрыты маломощные, быстро выклинивающиеся кварцевые жилы, залегающие среди грейзенов и содержащие помимо касситерита вольфрамит, пирит, галенит, халькопирит, сфалерит, топаз, мусковит, флюорит и другие минералы.

Шумиловское месторождение в минералогическом отношении наиболее детально изучалось группой московских минералогов — Е. И. Доломановой, И. Ф. Григорьевым, Б. М. Роненсон, Н. А. Дехтеревой. Результаты этого изучения были представлены в 1952 г. в виде геологического отчета. В отчете дано описание процесса грейзенизации, минеральный состав рудных жил; были установлены интересные факты, характеризующие причины окраски касситерита, происхождение вторичной слюдки — цейнерита и др.

Молодежное месторождение разрабатывалось с 1937 г.; с поверхности оно вскрыто многочисленными разведочными канавами. Здесь было обнаружено 160 рудных тел. Особенно богатой была жила № 12, на которой отрабатывались 35, 70 и 105 горизонты (шахты 5, 7, 8). На Молодежном месторождении все жилы имели меридиональное простирание с пологим падением (под углами 18—22°). Многие рудные тела отработаны лишь с поверхности. После закрытия месторождения в 1957 г. богатая россыпь ключа Мохнатого промывалась еще и в 1958—1959 гг. Содержание вольфрамита здесь достигало 11 кг/м^3.

Минералогия Молодежного месторождения по сравнению с Шумиловским более разнообразна. Вольфрамит имеет преобладающее значение над касситеритом. Минералогия Молодежного месторождения изучена слабо. По этому месторождению имеются два небольших геологических отчета В. А. Козлова и И. Ф. Григорьева.

Куналейское вольфрамитовое месторождение является наименее изученным из этой группы месторождений. Участок, где располагаются рудные тела, сложен роговиками экзоконтактового ореола небольшого интрузивного тела гранитоидного состава. Породы этого тела представлены порфировидным гранитом, гранит-порфиром, аплитами. Интрузивное тело имеет округлую форму, оно вытянуто с запада на восток. Длина его около 700 м, ширина 300—400 м. Центральная часть интрузии представлена порфировидным биотитовым гранитом. Вмещающие интрузию породы представлены сланцами и алевролитами (Pz_{1+2}). Кольцо роговиков, образовавшихся по этим породам, имеет ширину от 500 м на западе до 150 м на востоке. Внешне — это темно-серые, плотные, мелкозернистые породы. По своему составу они отвечают биотит-полевошпато-кварцевым роговикам. Из рыхлых отложений наиболее распространены делювиальные отложения по склонам р. Куналея и ручья Инокентьевского.

Рудные тела Куналейского вольфрамитового месторождения представлены крутопадающими кварцевыми жилами. Они залегают в названных роговиках и приурочены к трещинам скалывания. На место-

рождении разрабатывалась одна мощная, выдержанная по простиранию, вертикальная жила, вскрытая с поверхности канавами и четырьмя штольнями, пройденными на разных горизонтах. Минералогия Куналея до нас практически не изучалась. Слабо изучена и геология месторождения. В доступных для нас фондах была встречена всего одна работа — совместный геологический отчет аспирантки МГРИ Л. К. Пожарицкой и местного геолога В. М. Зиновьева.

В 1947 г. на Куналее начались старательские работы. Они велись, естественно, на головах жил. Старательские артели работали от Шумиловского приискового управления. В 1953 г. с закрытием Гутайского молибденового месторождения кадры рабочих были переброшены в Куналей. Здесь работало около 350 человек. На руднике была своя обогатительная фабрика. Действовал он до 1960 г.

В настоящее время все три месторождения не разрабатываются, рудники закрыты, подземные выработки завалены.

4. МИНЕРАЛОГИЯ КУНАЛЕЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Минералогия Куналея изучалась на материале, собранном автором и его сотрудниками Л. М. Ступкиной, Л. Дьячковой, Н. З. Евзиковой, Ф. Г. Гаврюченковым, М. Б. Рафальсон, В. В. Егоровой и другими во время посещения месторождения в 1955, 1963 и 1968 гг. Материал этот собран в основном из отвалов подземных выработок и не всегда имеет определенную пространственную привязку. В силу этого мы не можем судить, за исключением некоторых случаев, об истинной мощности жил, об их форме и ее изменении по простиранию, об изменении минерального состава жил с глубиной, не можем сравнить характер околожильных изменений на разных горизонтах. И все же несколько сотен тщательно отобранных образцов из огромных отвалов Куналея дают возможность иметь реальный материал для детальных минералогических исследований этого интересного месторождения.

Тела жил Куналея слагаются в основном кварцем разных генераций, гораздо реже полевыми шпатами. Кроме этих минералов в жилах встречаются: вольфрамит, шеелит, карбонаты, висмутовые сульфосоли, жильбертит-серицит, молибденит, апатит, флюорит, арсенопирит, пирит, халькопирит.

При изучении минералов, их свойств, форм выделения, взаимоотношений друг с другом, которое было выполнено в основном И. Г. Кудряшовой в 1971 г., было выяснено, что Куналейское месторождение и по минеральному составу, и по генезису очень сходно с другими вольфрамитовыми месторождениями Восточного Забайкалья. Это обстоятельство существенно облегчило понимание минералогии месторождения в целом.

Кварц

Кварц является самым распространенным минералом жил. Многообразие форм его выделения, как и на других месторождениях Забайкалья, обусловлено проявлением в жилах процессов метаморфизма, которые включали явления смятия, дробления, перетирания, растворения и залечивания, регенерации, образования различных включений, перекристаллизации и переотложения.

На Куналейском месторождении можно выделить несколько типов кварца. Самой первой по времени образования является генерация серого вольфрамитоносного кварца, крупнозернистого, с жирным бле-

ском. Отчетливо видно, что этот кварц заполнял полость жил в условиях свободного роста. В некоторых местах, не подвергшихся тектоническим воздействиям, можно видеть следы нормального роста его кристаллов от стенок жил к их центру. Кварц-вольфрамитовые жилы в таких местах имеют первично друзовое сложение. Судя по взаимоотношениям серого вольфрамитоносного кварца с другими минералами, он образовался после отложения жильбертита и вольфрамита. В друзовых пустотах, которыми завершилось его выделение, имеются довольно крупные кристаллы раухтопаза.

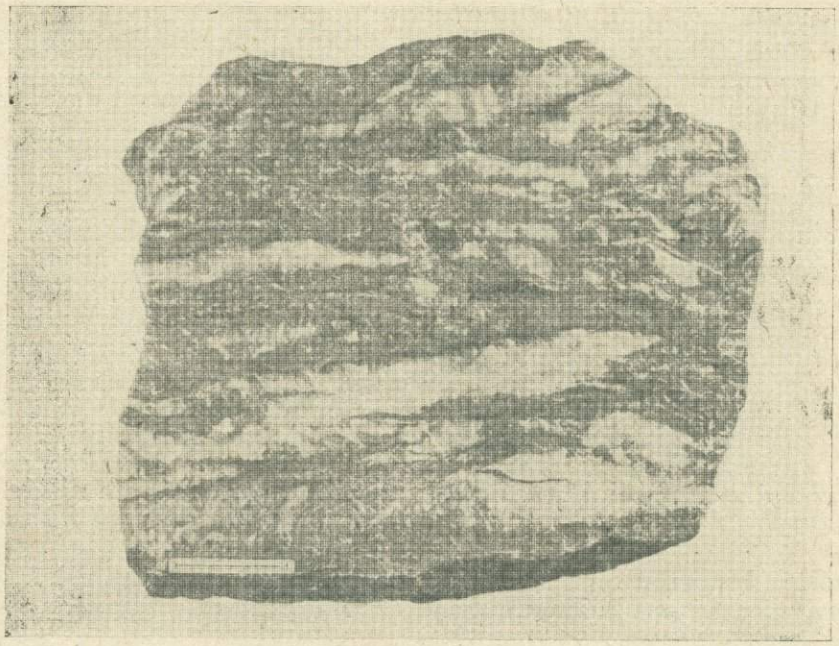


Рис. 82. Молочно-белый кварц, выполняющий небольшие прожилки во вмещающей породе.

Основная масса кварца этой генерации обычно сильно раздроблена, перемята и сцементирована кварцем второй, более поздней, генерации светло-серого цвета. Текстура этого кварца чаще массивная, реже — друзовидная. В друзах кристаллы у основания обычно полупрозрачные, беловатого цвета, но постепенно они переходят в прозрачный горный хрусталь.

На месторождении, кроме того, распространены молочно-белый кварц, который слагает жилки незначительной мощности (рис. 82), и халцедоновидный кварц, светло-серый, с синеватым оттенком. Блеск его матовый. Сложение массивное или жеодовое. При жеодовом сложении в кварце возникает много пустоток, стенки которых часто покрыты тонкими щеточками прозрачных кристалликов кварца. Образование таких мелкокристаллических пленок и корок, очевидно, говорит о быстрой кристаллизации его из раствора, который в какой-то момент оказался резко пересыщенным кремнеземом. В случае массивного сложения халцедоновидный кварц часто обладает зональным строением, которое иногда можно наблюдать и невооруженным глазом.

Спектроскопическое исследование четырех образцов кварца (серого вольфрамитоносного кварца, раухтопаза, светло-серого кварца и горного хрусталя) показало, что все эти типы кварца содержат примерно одни и те же микропримеси и приблизительно в одинаковых количествах (табл. 68). Следует отметить несколько более высокое содержание в сером вольфрамитоносном кварце вольфрама, железа, марганца, алюминия, натрия.

Таблица 68

Микропримеси кварцев, вес. %

Элемент, окисел	Серый вольфрамитоносный кварц (обр. Щ-800)	Раухтопаз (обр. 670/55)	Светло-серый кварц (обр. 562/55)	Горный хрусталь (обр. Щ-630)
Be	—	0,005	—	—
Mn	0,08	0,005	0,002	0,005
Pb	0,0002	0,0015	—	—
Sn	0,001	—	—	—
MgO	0,1	0,1	0,1	0,1
W	1	0,005	0,005	0,01
Fe_2O_3	0,5	0,1	0,1	0,1
Bi	0,0015	0,0015	0,0015	0,0015
Al_2O_3	0,2	0,15	0,1	0,1
Mo	0,0001	—	—	—
V	—	—	—	—
Ti	0,002	0,001	0,001	0,001
Li	—	—	—	—
Cu	0,0007	0,0007	0,0005	0,0005
Cd	—	—	—	—
Ag	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001
Na_2O	0,3	0,2	0,2	0,2
CaO	0,1	0,2	0,1	0,1

Были получены инфракрасные спектры двух основных генераций кварца: серого вольфрамитоносного и светло-серого, более позднего. Несмотря на большое сходство, между основными линиями поглощения кварца имеются некоторые различия (рис. 83).

Серицит-жильбертит

Светлая слюда очень широко представлена в жилах Куналейского месторождения. Можно выделить два морфологических типа слюды: серицит и жильбертит. Генетическая разница между ними заключается в том, что серицит является первичной генерацией слюды, возникшей за счет плагиоклаза или биотита. Жильбертит образуется путем переотложения вещества серицита и его укрупнения в процессе перекристаллизации.

Серицит — мелкочешуйчатая слюда желтоватого цвета. Серицит образуется в зоне околожильных изменений, развиваясь по плагиоклазу и биотиту. Серицит, растворяясь и переоткладываясь, способен к миграции и таким образом проникает по трещинкам во многие жильные минералы. При серицитизации плагиоклаза, как известно, освобождается кальций, который в зависимости от состава растворов идет на образование флюорита, шеелита, апатита, кальцита.

Жильбертит — это крупнокристаллическая разность слюды серебристо-желтого цвета. Образует оторочки в зальбандах жил. Мощность этих оторочек достигает 1 см. Жильбертит тесно срастается с вольфра-

митом, иногда окаймляет его кристаллы. Образует скопления и в центральных частях жил (рис. 84). Наблюдается в виде гнезд, концентрирующихся во вмещающих породах вдоль зальбандов жил. И здесь жильбертит образуется в результате укрупнения и переотложения серицита. Количество жильбертита убывает по мере удаления от контакта жил. На расстоянии 7—10 см от жилы он исчезает в породах полностью.

Спектроскопическое исследование жильбертита (табл. 69) указывает на содержание в нем, помимо основных элементов, %: магния (1), железа (1), натрия (1), титана (0,2), кальция (0,1), вольфрама, молибдена, ванадия, лития, цинка, бария и других элементов. Показатели преломления жильбертита: $Ng = 1{,}594 \pm 0{,}002$; $Nm = 1{,}589 \pm 0{,}002$. Угол оптических осей меняется даже в пределах одной чешуйки. Были замерены $-2V$ в зональном жильбертите из обр. 705 и получены значения 36, 36 (центр), 37, 40,5, 45° (периферия). Таким образом, жильбертит в процессе роста меняет свой состав, %, от 60 пикрофенгита, 10 ферримусковита, 30 мусковита до 20 пикрофенгита, 10 ферримусковита, 70 мусковита. Спектроскопическое определение фтора в жильбертите из двух образцов дало результаты: 0,293 и 0,289%.

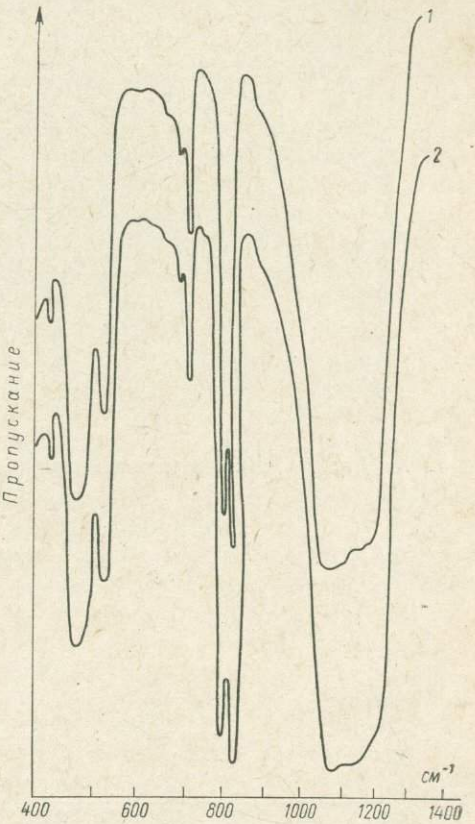


Рис. 83. Инфракрасные спектры кварца.
1 — серый вольфрамитоносный кварц; *2* — светло-серый кварц.

Метод инфракрасной спектроскопии оказывается очень чувствительным как к изменениям структуры слюд, так и к изменениям их состава. Был снят инфракрасный спектр жильбертита из обр. 705 (рис. 85). Мусковит, как известно, можно рассматривать как конечный член фенгитового ряда, в котором Mg^{2+} в октаэдрическом слое заме-

Таблица 69

Результаты спектрального анализа жильбертита

Элемент, окисел	Содержание, %	Элемент, окисел	Содержание, %	Элемент, окисел	Содержание, %
Be	0,01	Bi	0,002	Na_2O	>1
Mn	0,02	Mo	0,01	Zn	0,01
Pb	0,0005	V	0,015	Ni	0,0002
Sn	0,015	Ti	0,2	CaO	0,1
MgO	>1	Li	0,02	Ba	0,02
Nb	0,007	Cu	0,0005		
W	0,01	Ag	0,0001		
Fe_2O_3	1				



Рис. 84. Жильбертит и кварц в друзовой пустотке. Увеличено.

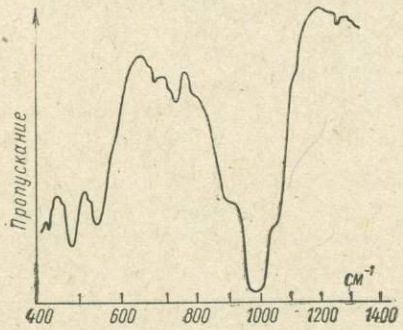


Рис. 85. Инфракрасный спектр жильбертита.

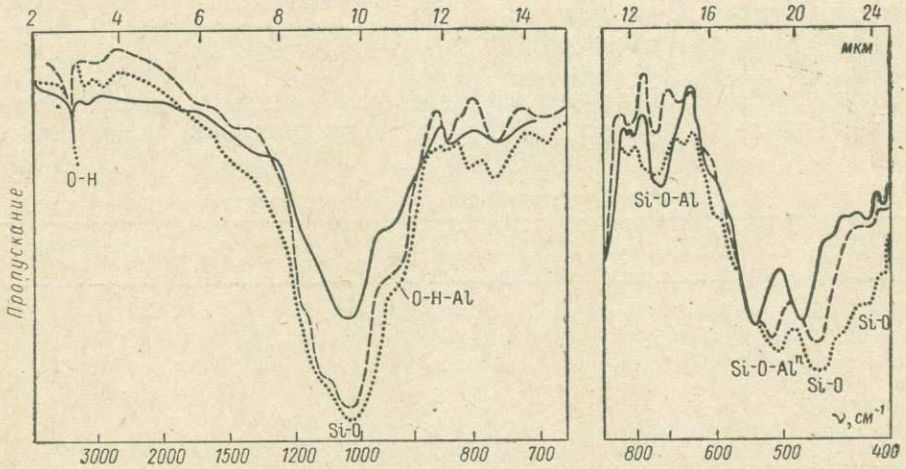


Рис. 86. Инфракрасные спектры трех синтетических образцов мусковита.

щает Al^{3+}, в то же время Si^{4+} в тетраэдрическом слое замещает Al^{3+} по схеме ($Mg^{VI}Si^{IV} \rightleftarrows Al^{VI}Al^{IV}$). Формула мусковита—$KAl_2[AlSi_3O_{10}] \times \times (OH, F)_2$, формула пикрофенгита — $KAlMg_{1,5}[Si_4O_{10}](OH, F)_2$. Очертания спектра поглощения ИКС в области 9—10 мкм зависят от количественного замещения алюминием кремния (число V) в основном, тетраэдрически координированном, слое слюды. Сравнивая инфракрасный спектр нашего образца с эталонными спектрами, можно сказать, что здесь замещение Si^{4+} трехвалентным алюминием составляет примерно 0,92 или немного меньше.

На рис. 86 изображены инфракрасные спектры трех синтетических образцов мусковита, которые содержат увеличивающиеся количества магния в октаэдрическом положении. На них видно, что при вхождении магния в октаэдрическое положение полоса поглощения с частотой 935 $см^{-1}$ становится слабее. По-видимому, присутствие ионов магния обусловливает деактивацию колебаний, которая приводит к появлению слабых полос поглощения в области 600—850 $см^{-1}$. Смещение полосы поглощения мусковита при 543 $см^{-1}$ в сторону меньшей частоты отчетливо заметно и может быть связано с присутствием ионов магния в октаэдрическом положении. Устанавливается соотношение между частотой Si—O—Al^{VI} полосы членов мусковит-фенгитового ряда и содержанием ионов Mg^{2+} в октаэдрической координации. Но в нашем мусковите наряду с магнием присутствует (по данным спектрального анализа) железо, которое вызывает смещение этой линии в противоположную сторону, чем магний (из-за разности атомных весов). Установлена также корреляционная зависимость между совместным содержанием в мусковите Fe^{2+} и Mg^{2+} в октаэдрической координации и положением полосы Si—O—Al^{VI}. По графику этой зависимости выходит, что содержание Fe^{2+} и Mg^{2+} в нашем жильбертите невелико, и он, таким образом, близок к мусковиту.

Полевые шпаты

Полевые шпаты в Куналейском месторождении представлены альбитом и калиевым полевым шпатом. Их выделения в жилах имеют неправильную форму и часто достигают значительных размеров. В таких местах кварц-вольфрамитовые жилы превращаются в полевошпатово-вольфрамитовые. Калиевый полевой шпат обычно несет слегка желтоватую или розовато-кремовую окраску. Альбит, как правило, имеет белую или желтоватую окраску, местами хорошо заметно его лучистое строение. Альбит и калиевый полевой шпат в иммерсионном препарате кажутся бурыми, полупрозрачными. Как и на других месторождениях, это связано с большим количеством в них газово-жидких включений.

Появление полевых шпатов в жилах Куналея связано подобно Букукинскому и Белухинскому месторождениям (Барабанов, 1958в) с процессами околожильных изменений гранитоидов. При грейзенизации плагиоклаза вмещающих пород за счет его анортитовой составляющей образуются серицит и кальцийсодержащие минералы (кальцит, апатит, флюорит, шеелит). Альбитовый компонент выносится в жилы, где замещает кварц и цементирует другие жильные минералы. В отличие от альбита, который большей частью находится в самих жилах, калиевый полевой шпат на Куналее часто концентрируется вблизи кварцевых прожилков и кварц-вольфрамитовых жил. Выделения его при этом имеют самую разнообразную форму. В обр. 921/55, например, он располагается между кварцевыми прожилками в виде довольно крупных (до 1,2 см) вкрапленников (рис. 87). В других образцах можно наблюдать

следы перемещения калиевого полевого шпата в жилу. В этих случаях отдельные распыленные во вмещающей породе зернышки его концентрируются вблизи жил, а в некоторых местах слагают и их зальбандовые части. Встречаются, наконец, жилки, в которых калиевый полевой шпат полностью заместил кварц.

Показатели преломления калиевого полевого шпата: $Ng=1{,}525\pm\pm0{,}001$; $Np=1{,}518\pm0{,}001$. Для альбита они равны: $Ng=1{,}540\pm0{,}001$; $Np=1{,}530\pm0{,}001$. Судя по показателям преломления, это альбит, содержащий 5% анортитового компонента. Удельный вес альбита, определенный пикнометрическим методом при навеске 2,2106 г, оказался

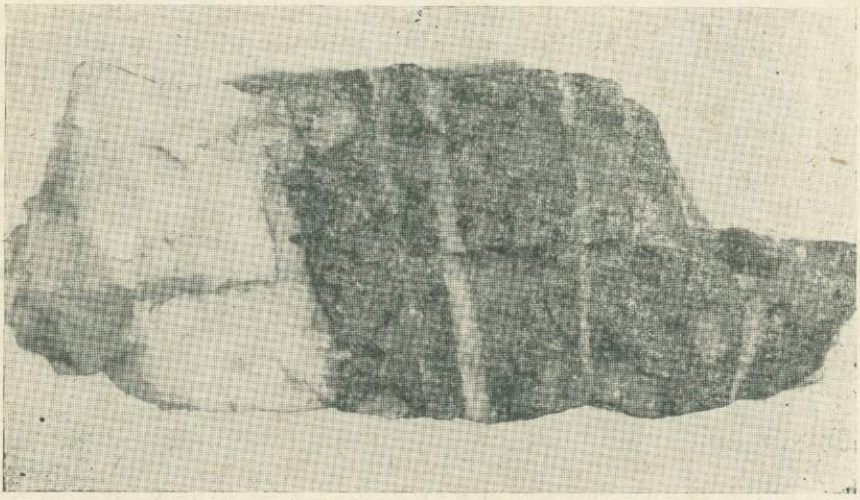


Рис. 87. Миндалевидные выделения калиевого полевого шпата во вмещающей породе, рассеченной кварцевыми прожилками. Увеличено.

Таблица 70

Результаты спектрального анализа калиевых полевых шпатов, вес. %

Элемент, окисел	Пегматитовая жилка, обр. 873	Полевошпатовая жилка, обр. 892	Полевошпатово кальцитовая жилка, обр. 558
Be	Следы		0,015
Tl	0,01	0,005	0,007
Mn	0,02	0,02	0,02
Pb	0,007	0,007	0,01
Sn	0,003	—	0,0002
MgO	0,1	0,1	0,1
W	0,001	0,001	0,02
Fe_2O_3	0,1	0,1	0,1
Bi	0,0005	0,0015	0,002
Al_2O_3		Основа	
Ti	0,001	0,001	0,002
Cu	0,0005	0,001	0,0007
Ag	0,0001	0,0003	0,0002
Na_2O	>1	>1	1
Zn	—	—	0,005
CaO	0,5	0,5	0,2
K_2O		Основа	
Sr	—	0,05	0,02
Ba	—	0,08	0,02

равным $D^{22}_{4/V}=2{,}564\pm0{,}004$, а удельный вес калиевого полевого шпата (навеска 1,3446 г) равен $D^{22}_{4/V}=2{,}524\pm0{,}003$. Полученные значения находятся в соответствии с наблюдавшейся переполненностью полевых шпатов газово-жидкими включениями. Были получены инфракрасные спектры полевых шпатов из обр. 873, 558, 892. Полевые шпаты в этих образцах внешне отличались друг от друга. В обр. 873 калиевый полевой шпат имел желтовато-белый цвет. Он слагал здесь жилку, в которой вростки кварца образовывали структуру, напоминающую структуру письменного гранита. Полевой шпат обр. 892 также слагал жилку небольшой мощности, но мономинеральную, розовато-кремовой окраски. Наконец, в обр. 558 полевой шпат находился в жилке вместе с кальцитом. Цвет его здесь был близок к оранжевому. Спектральный анализ этих образцов показан в **табл. 70**. Из приведенных данных можно видеть некоторое обогащение позднего (обр. 558) полевого шпата свинцом, вольфрамом, висмутом и обеднение оловом, кальцием. Инфракрасные спектры всех этих образцов показаны на рис. 88. Здесь полосы поглощения в интервале 500—600 $см^{-1}$ характеризуют связь Si—O—Al, в области около 750 $см^{-1}$ — связь Si—O—Al^{IV}. Область 900—1200 $см^{-1}$ отражает валентные колебания связи Si—O.

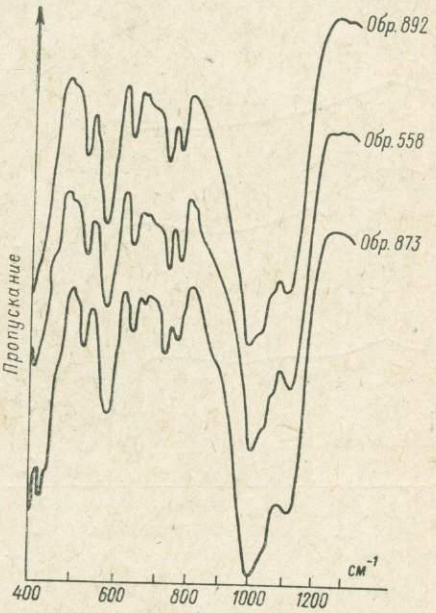


Рис. 88. Инфракрасные спектры калиевых полевых шпатов.

Работами Е. М. Панова и Л. Г. Федоровой установлено, что сопоставление частот максимумов полос поглощения различных образцов калиевого полевого шпата с соответствующими значениями угла оптических осей показывает наличие тесной прямой зависимости между величинами $2V$ и волновым числом γ в области 643—650 и 534—544 $см^{-1}$. Аналогичная зависимость обнаружена между величинами рентгеновской триклинности и одной из частот полос поглощения в области 643—650 $см^{-1}$. Эти закономерные соотношения между положениями максимумов кривых поглощения и величинами угла оптических осей, которые в существенно калиевых полевых шпатах зависят только от степени упорядоченности, а также зависимость между частотами γ и соответствующими величинами рентгеновской триклинности доказывают возможность применения метода инфракрасной спектроскопии для суждения о структурном типе калинатровых полевых шпатов и их составе.

ИК-спектры очень чувствительны к нарушению порядка в структуре даже в том случае, если степень их неупорядоченности невелика. По мере возрастания степени упорядоченности калиевых полевых шпатов наблюдается постепенное сближение максимумов двух полос поглощения в интервале частот 633—645, 546—538 $см^{-1}$. Для эффекта беспорядка типично уширение полос.

По внешнему виду инфракрасных спектров наших образцов можно

сказать, что степень неупорядоченности в них незначительна, так как линии спектра здесь довольно четкие, узкие, неразмытые. Судя по значениям установленной зависимости $2V$—γ, наши калиевые полевые шпаты имеют примерно одинаковые $2V = 60 \div 62°$.

Кальцит. Анкерит

Карбонаты на Куналейском месторождении представлены кальцитом и анкеритом. Кальцит распространен более широко. Наблюдается два генетических типа кальцита. Первая, более ранняя, генерация представлена скоплениями очень тоненьких белоснежных пластинок папиршпата. Белая окраска его обусловлена большим количеством газово-жидких включений. При изучении папиршпата из Белухинского и Букукинского месторождений было установлено (Барабанов, 1961), что основной составной частью этих включений является углекислота. Было установлено также, что папиршпат кристаллизуется из высококонцентрированных растворов, пересыщенных углекислотой в периоды быстрого приоткрывания жил. На пластиночках папиршпата часто наблюдаются корочки, состоящие в свою очередь из очень мелких кристалликов пирита. Образование их также указывает на быструю кристаллизацию резко пересыщенного раствора. Более поздняя разновидность кальцита представлена щетками ромбоэдрических кристаллов, а также сплошными массами, заполняющими пространство между пластинками папиршпата. Этот кальцит прозрачен, бесцветен или слегка желтоватый.

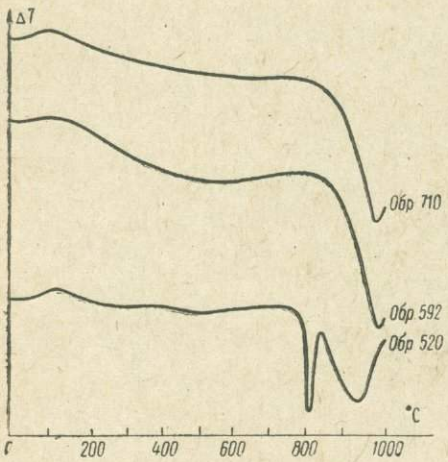


Рис. 89. Термограммы карбонатов.
Обр. 710 — кальцит желтоватого цвета, обр. 592 — папиршпат, обр. 520 — анкерит.

Светопреломление обеих разновидностей кальцита одинаково: $No = 1{,}659 \pm 0{,}001$. Люминесценция же их резко отличается. В ультрафиолетовых лучах ($\lambda = 2800 \cdot 10^{-4}$ мкм) папиршпат интенсивно люминесцирует ярко-красным цветом. Желтый кальцит слабо светится буровато-красным цветом. Спектральный анализ (табл. 71) показывает обо-

Таблица 71

Микропримеси кальцита

Элемент, окисел	Содержание, %		Элемент, окисел	Содержание, %	
	Папиршпат, обр. 592	Кальцит, обр. 710		Папиршпат, обр. 592	Кальцит, обр. 710
Be	0,0015	0,002	Cu	0,0015	0,001
Mn	>1	0,5	Ag	0,0001	0,0001
Pb	0,001	0,0005	Na_2O	—	0,1
MgO	0,5	0,5	CaO	Основа	
W	0,01	—	K_2O	—	0,1
Fe_2O_3	Следы	0,5	Sr	0,08	0,15
Bi	0,0002	0,0002			
Al_2O_3	0,1	0,2			
	—	0,001			

гащение папиршпата марганцем и вольфрамом, и кальцита — железом, алюминием, стронцием и щелочами.

Анкерит обычно слагает небольшие самостоятельные жилки, а иногда образует выделения до 2×3 см среди жильного кварца. Он имеет желтоватую или слегка розоватую окраску. Светопреломление его, замеренное в обр. 520, $No = 1{,}717 \pm 0{,}002$. Судя по величине показателя преломления, исследованный анкерит содержит около 28% $CaFe(CO_3)_2$. Удельный вес, определенный пикнометрическим методом при навесках 1,6982 и 2,4962 г, равен $D^{22}_{4/4} = 3{,}047 \pm 0{,}003$. Удельный вес и светопреломление соответствуют анкериту состава $(Ca_{1,03}Fe_{0,58}Mg_{0,32}Mn_{0,07})_{2,00} \times [CO_3]_2$ (Дир и др., 1966, с. 327). На рис. 89 приведены кривые нагревания кальцита, папиршпата и анкерита. Эндоэффект на термограмме анкерита в области 800° С соответствует распаду анкерита на составляющие $CaMg(CO_3)_2$, $CaFe(CO_3)_2$ и $CaMn(CO_3)_2$.

Флюорит

Флюорит в жилах Куналейского месторождения не пользуется широким распространением. Он образует выделения небольших размеров.

Таблица 72

Данные спектрального анализа флюорита

Элемент, окисел	Содержание, %	Элемент, окисел	Содержание, %
Be	0,015	Bi	0,1
Mn	0,001	Cu	0,0015
Pb	0,005	Ag	0,0001
MgO	0,1	CaO	Основа
Fe_2O_3	0,2	Sr	0,007
Al_2O_3	0,1		

В друзовых пустотках флюорит встречается в виде правильных кубических кристалликов, бесцветных, размером до 0,6 см. В целом же флюорит приурочен к зальбандовым частям жил, где он ассоциирует с жильбертитом, анкеритом, кварцем. Цвет жильного флюорита разнообразный: бесцветный, бледно-зеленый, фиолетовый, светло-фиолетовый. Часто зерна его неоднородны по окраске.

Образование флюорита и других кальцийсодержащих минералов на Куналее, как и на других вольфрамитовых месторождениях, связано с изменением плагиоклаза вмещающих пород в процессе околожильной грейзенизации. Взаимоотношения флюорита и кальцита наблюдались в нескольких образцах. В друзовой пустотке жильного кварца обр. 594/55 тонкие пластиночки папиршпата наросли на игольчатые кристаллики козалита. При этом отдельные иголочки погружены в кальцитовый материал только своими основаниями, а другие почти полностью скрыты в кальците. На иголочки же козалита, а местами и на грани папиршпата нанизаны мельчайшие прозрачные кристаллики флюорита (изотропный, $N = 1{,}438$). Выделение этого очень мелкокристаллического флюорита происходило, очевидно, из локально пересыщенного раствора. Возможно также, что это — переотложенный флюорит. В обр. 200 и 201 наблюдалась иная картина. В обр. 200 можно видеть замещение зерна шеелита, заключенного в светло-сером кварце, прозрачными кристалликами флюорита. В обр. 201 также отчетливо видно замещение мелких кристалликов флюорита кальцитом. Интересно отметить при

этом, что замещающийся кальцитом флюорит в свою очередь образовался за счет шеелита, поэтому весь агрегат новообразованных зерен кальцита и флюорита сохранил форму первичного зерна шеелита (рис. 90). Таким образом, на Куналейском месторождении отчетливо прослеживается эволюция: шеелит → флюорит → кальцит, при этом продукты изменения шеелита — флюорит и кальцит — растворяются и переоткладываются.

Флюорит был исследован спектроскопически. Данные спектрального анализа помещены в табл. 72.



Рис. 90. Кальцит, замещающий псевдоморфозу флюорита по шеелиту.

Апатит

Апатит в жилах Куналейского месторождения является относительно редким минералом. Он приурочен к зальбандам жил и образует здесь обычно довольно крупные (до 1,5 см) водяно-прозрачные коротконризматические кристаллы. Возникновение его, как и кальцита, связано с околожильным изменением вмещающих пород. Апатит образуется вместе с серицитом при грейзенизации плагиоклаза.

Светопреломление апатита: $No = 1{,}641 \pm 0{,}002$, $Ne = 1{,}638 \pm 0{,}002$. Эти значения соответствуют промежуточной разности фтор-гидроксилапатита.

Вольфрамит

Вольфрамит является главным рудным минералом месторождения. В жилах он находится обычно в виде тонких пластинок и розеток размером 2×3 и 2×5 мм. Крупных выделений мало. Форма вольфрамита и его положение в жиле говорят о напряженном тектоническом режиме, имевшем место в процессе формирования жил. Большая часть пластинок вольфрамита раздроблена, измельчена (рис. 91), перемещена из краевых частей жил в осевую. В ненарушенных зальбандах жил вольфрамит образует выделения, перпендикулярные к стенкам жил. Вольфрамит здесь обычно тесно срастается с жильбертитом. Отчетливо вид-

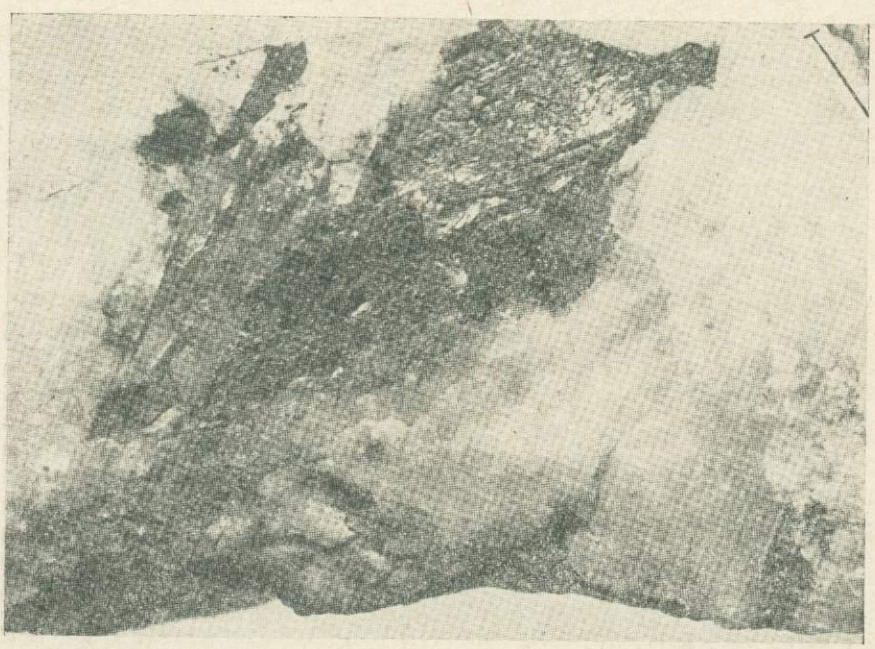


Рис. 91. Вольфрамит в кварце.

но, что он является одним из самых ранних минералов жил и раньше его образуется лишь жильбертит.

В жилах Куналейского месторождения процессы растворения и замещения вольфрамита выражены достаточно четко. По мельчайшим прожилкам в вольфрамит проникают серицит, кварц, пирит. Очень часто наблюдается энергичное замещение вольфрамита шеелитом, вплоть до образования полных псевдоморфоз. Нередки также псевдоморфозы по вольфрамиту гидроокислов железа и марганца. Количественным спектральным анализом (Шейнина, Барабанов, 1971) был определен номер вольфрамита (содержание марганцевого компонента) в двух образцах. Обр. 778 показал 31,2% $MnWO_4$, обр. 695 — 18% $MnWO_4$. Судя по этим данным, можно предположить, что в вольфрамитах Куналейского месторождения ферберитовая составляющая преобладает над гюбнеритовой.

Для вольфрамита из обр. 695 был определен удельный вес пикнометрическим методом при навеске 3,2597 г, равный $D^{22}_{4/V}=7{,}287\pm0{,}004$. Судя по данным спектрального анализа, несколько заниженное значе-

ние удельного веса вольфрамита в этом образце обусловлено примесью цинковой обманки.

Данные спектрального полуколичественного анализа вольфрамита приведены в табл. 73.

Таблица 73

Результаты спектрального анализа вольфрамита, вес.%

Элемент, окисел	Обр. 695	Обр. Ш-778	Элемент, окисел	Обр. 695	Обр. Ш-778
Mn	Основа		Ti	0,005	0,01
Pb	—	0,002	Cu	0,02	0,0007
Sn	0,0005	0,005	Cd	0,02	—
MgO	0,1	0,1	Ag	0,0001	—
Nb	—	0,7	Zn	1	—
Fe_2O_3	Основа		Co	0,0002	—
Bi	0,002	0,001	CaO	0,1	0,1
Al_2O_3	0,1	0,1	Cr	—	0,015
Mo	0,01	—			

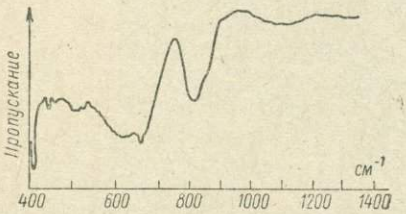


Рис. 92. Инфракрасный спектр вольфрамита. Обр. 695.

Инфракрасный спектр вольфрамита из обр. 695 (рис. 92) содержит полосы поглощения 415, 459, 667 $см^{-1}$, которые принадлежат самостоятельной фазе SiO_2. Эти данные еще раз подтверждают то, что в вольфрамите имеются мельчайшие включения кварца, неразличимые под бинокуляром.

Шеелит

Шеелит является вторым главным рудным компонентом. Он присутствует в жилах нередко в количествах, равных вольфрамиту, зачастую ассоциирует с ним. Однородный чистый шеелит в жилах редок. Обычно он находится внутри разъеденных зерен вольфрамита. Образует мелкозернистые скопления неправильной формы, окаймляет кристаллы вольфрамита, разъедает его, проникает в него по трещинкам и замещает вольфрамит. В жилах встречается значительное количество шеелита, который представляет собой полные псевдоморфозы по вольфрамиту. В друзовых пустотах шеелит представлен хорошо образованными небольшими переотложенными полупрозрачными дипирамидальными кристаллами светло-желтого или желтовато-коричневатого цвета. Кристаллы шеелита иногда корродируются нарастающим на них серицитом.

Большая часть шеелита образуется за счет высвобождающегося при серицитизации плагиоклаза кальция, который, взаимодействуя с вольфрамоносным раствором, выпадает в виде труднорастворимого шеелита. Если в последующее время в растворе возрастает концентрация железа, то ранее образовавшийся шеелит начинает замещаться вольфрамитом. Очень наглядно это явление представлено в обр. Ку-1/4 (рис. 93). Замещение шеелита вольфрамитом начинается с периферии зерен, затем по трещинкам вольфрамит проникает внутрь шеелита,

разъедает его, и в конце концов от последнего остаются лишь реликты. Иногда образуются полные псевдоморфозы вольфрамита по шеелиту с сохранением формы кристаллов последнего. Подобного рода явление было отмечено нами для 18 карьера Букукинского месторождения (Барабанов, 1961).

В ультрафиолетовых лучах шеелит интенсивно люминесцирует голубым светом. Удельный вес шеелита, образовавшегося по вольфрамиту, определялся пикнометрическим методом при навеске 3,9471 г ($D^{22}_{4/V}=5{,}958\pm0{,}007$). Несколько заниженный удельный вес обусловли-

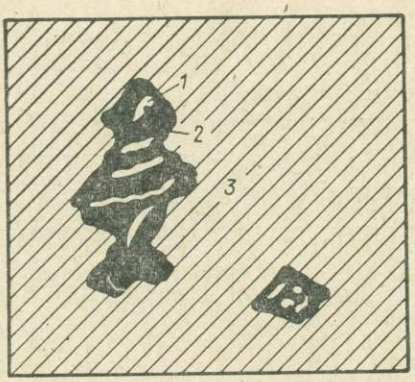


Рис. 93. Образование вольфрамита по шеелиту.
1 — шеелит; *2* — кварц; *3* — вольфрамит.

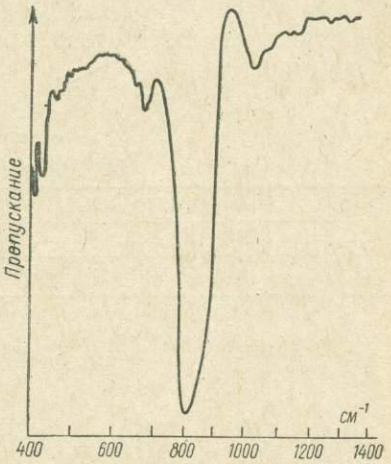


Рис. 94. Инфракрасный спектр шеелита.

вается, по-видимому, присутствием тонких включений апатита, наличие которого подтверждает и инфракрасный спектр шеелита (рис. 94). Этот спектр содержит линии поглощения, не свойственные шеелиту. Полосы поглощения в районе 415 и 467 $см^{-1}$, по-видимому, принадлежат кварцу, который содержится в шеелите в очень небольших количествах. Значительно больше имеется в нем самостоятельной фазы фосфата, по всей вероятности апатита, на что указывают полосы поглощения в районе частот 668 и 1020 $см^{-1}$. Данные спектрального анализа шеелита (обр. 575/55) приведены в табл. 74. Они подтверждают наличие примеси апатита.

Таблица 74

Результаты спектрального анализа шеелита, вес. %

Элемент, окисел	Обр. 575/55	Элемент, окисел	Обр. 575/55	Элемент, окисел	Обр. 575/55
Be	—	Fe_2O_3	0,1	Ag	0,0001
P	0,2	Bi	0,0007	Na_2O	0,3
Tl	—	Al_2O_3	0,1	Zn	—
Mn	0,1	Mo	0,5	Co	—
Pb	0,001	V	—	Ni	—
Sn	—	Ti	0,01	K_2O	—
MgO	0,1	Li	—	Sr	—
Nb	—	Cu	0,0005	Cr	—
W	>1	Cd	—	Ba	0,01

Измененный висмутин

В образцах кварца из рудных зон Куналейского месторождения довольно часто встречаются выделения игольчатого агрегата стально-серого цвета с сильным металлическим блеском, который внешне кажется однородным. Эти выделения неправильной формы имеют размеры от 0,3 до 1,5 см. Как уже отмечалось, выделения имеют игольчатую, столбчатую, радиально-лучистую формы, заключены обычно в светло-сером кварце и часто располагаются вдоль граней его кристаллов. Хрупки. В отраженном свете имеют белый цвет, с высокой отражательной способностью. Обычно однородны. Исследование показало, что эти массы представляют собой смесь нескольких минералов, образовавшихся по висмутину.

Таблица 75

Рентгенограммы висмутовых сульфосолей

Канниццарит $PbS \cdot 2Bi_2S_3$				Наш образец $PbS \cdot (2 \div 3)Bi_2S_3$		Устарасит $PbS \cdot 3Bi_2S_3$	
(Михеев, 1957)		(Минералы, т. 1, 1960)					
I	d_α/n	I	d_α/n	I	d_α/n	I	d_α/n
		10	3,82	5	4,09	6	3,885
7	3,51	3	3,49	4	3,520	10	3,527
7	3,35			7	3,376		
				8	3,290	9	3,085
10	3,00	6	3,01	6	2,987		
9	2,87	5	2,87	3	2,8648		
				3	2,7466	7	2,785
				4	2,534	9	2,514
7	2,22	5	2,22	7	2,151	8	2,248
10	2,03	5	2,03	6	2,0578		
		4	1,910	7	1,930	10	1,915
7	1,79			6	1,800		
				6	1,742	9	1,735
				8	1,492	9	1,497
				3	1,353	8	1,350
				3	1,287	8	1,308

Удельный вес таких смесей, определенный пикнометрическим путем при навеске 2,5406 г, равен $D^{22}_{4'V} = 6{,}734 \pm 0{,}005$.

Дебаеграмма этого вещества получена от столбика диаметром 0,5 мм, составленного из слегка растертого материала. Условия съемки: излучение медное, напряжение тока 35 кВ, сила тока 20 мА, диаметр камеры 143 мм. Экспозиция 12 ч. Результаты расчета дебаеграммы приведены в табл. 75, 76.

При расшифровке дебаеграммы установлено, что в состав минерального агрегата входят несколько сульфосолей. По-видимому, здесь находится соединение, промежуточное по составу между канниццаритом $PbS \cdot 2Bi_2S_3$ и устараситом $PbS \cdot 3Bi_2S_3$. Далее в дебаеграмме присутствуют линии $Pb_5Sb_8S_{17}$ (плагионит) и $Pb_7Sb_8S_{19}$ (гетероморфит). Наконец, можно говорить и о наличии матильдита $Ag_2S \cdot PbS \cdot Bi_2S_3$ и тетрадимита Bi_2Te_2S. Характерным для дебаеграммы является отсутствие линий галенита, висмутина, козалита (Барабанов, 1967в). Если исходным для всех этих минералов был висмутин, то можно предположить, что Bi и Te висмутина пошли на образование Bi_2Te_2S; Pb и Sb висмутина — на образование $Pb_5Sb_8S_{17}$ и $Pb_7Sb_8S_{19}$; Ag, Bi — на образование $PbAg_2Bi_2S_5$.

Таблица 76

Рентгенограммы висмутовых сульфосолей

Матильдит $Ag_2S \cdot PbS \cdot Bi_2S_3$ (Михеев, 1957, с. 354)		Тетрадимит Bi_2Te_2S (Михеев, 1957, с. 258)		Наш образец			Плагионит $Pb_3Sb_8S_{17}$		Гетероморфит $Pb_7Sb_8S_{19}$	
I	d_α/n	I	d_α/n	I	d_α/n	d_β/n	I	d_α/n	I	d_α/n
				5	14,209	12,830				
				5	11,914	10,758				
				4	9,782	8,833				
				6	8,377	7,564				
				10	7,375	6,659				
				5	7,363	6,648				
				3	6,884	6,216				
				2	6,428	5,853				
				8	6,422	5,559				
				1	6,015	5,191				
				3	5,3853	4,8627				
				3	5,3211	4,8048				
		6	5,06	3	5,1972	4,6929				
				3	4,9279	4,4497				
				9	4,7550	4,2936				
				3	4,2104	3,8018				
				5	4,0953	3,6979			2	4,113
				1	3,9515	3,5680	6	3,92		
				2	3,7540	3,3897				
		5	3,71	3	3,7078	3,3480				
				2	3,6479	3,2939				
		3	3,57	4	3,5201	3,1785				
10	3,42			7	3,4269	3,0944				
				5	3,4140	3,0827	10	3,42	10	3,418
		2	3,36	7	3,3759	3,0483				
10	3,28			8	3,2903	2,9710				
		10	3,20	6	3,2666	2,9496				
				2	3,1865	2,8773				
				1	3,0665	2,7689			2	3,053
10	2,95			6	2,9785	2,6895				
				5	2,9103	2,6279				
10	2,82	3	2,84	3	2,8648	2,5868			8	2,866
				3	2,7466	2,4801	9	2,78		
		4	2,65	4	2,5923	2,3408				
		2	2,52	4	2,5342	2,2883				
				10	2,4007	2,1678				
		6	2,35	5	2,3464	2,1187			4	2,364
				5	2,3117	2,0874				
				4	2,2400	2,0226			4	2,233
		2	2,21	3	2,2220	2,0064				
		8	2,16	7	2,1511	1,9424	6	2,14		
9	2,08			5	2,0913	1,8884			8	2,080
				6	2,05787	1,85818	4	2,05		
9	2,00	5	1,99	6	2,02898	1,83209	6	1,99	2	1,993
				7	1,93095	1,74357	4	1,89	10	1,891
				4	1,82067	1,64400	4	1,825	4	1,821
9	1,78	4	1,79	6	1,80053	1,62581	3	1,78	6	1,796
				6	1,74296	1,57382			7	1,731
9	1,705			8	1,69803	1,53326	4	1,715	6	1,698
				5	1,68363	1,52025				
2	1,640			2	1,65290	1,49251				
				2	1,61558	1,45881				
		3	1,59	4	1,59209	1,43760				
				3	1,56986	1,41753				
				8	1,49243	1,34761				
2	1,476			5	1,48343	1,33948	4	1,460	4	1,462
				3	1,42115	1,28324				
				5	1,41541	1,27807			4	1,399

Матильдит $Ag_2S \cdot PbS \cdot Bi_2S_3$ (Михеев, 1957, с. 354)		Тетрадимит Bi_2Te_2S (Михеев, 1957, с. 258)		Наш образец			Плагионит $Pb_5Sb_8S_{17}$		Гетероморфит $Pb_7Sb_8S_{19}$	
I	d_α/n	*I*	d_α/n	*I*	d_α/n	d_β/n	*I*	d_α/n	*I*	d_α/n
				4	1,38359	1,24933				
				4	1,37858	1,24480				
				3	1,35826	1,22646			4	1,364
				3	1,35313	1,22182	4	1,345		
				3	1,32979	1,20075			4	1,337
4	1,320			3	1,32654	1,19781				
				5	1,28721	1,16230				
				5	1,28451	1,15987			4	1,273

Полуколичественный спектральный анализ измененного висмутина (табл. 77), выполненный Л. А. Тимохиной, подтвердил присутствие в этой смеси всех упомянутых элементов.

Таблица 77

Результаты спектрального анализа измененного висмутина, вес. %

Элемент, окисел	Обр. 1	Обр. 2	Элемент, окисел	Обр. 1	Обр. 2
Au	Следы		Bi	Основа	
Sb	>1	>1	Fe_2O_3	0,1	0,1
Al_2O_3	0,1	0,1	CaO	0,5	0,5
Tl	0,002	0,0015	Mo	0,08	0,1
MgO	0,1	0,1	Cu	>1	>1
Mn	0,002	0,002	Ag	0,5	0,5
Pb	>1	>1	Cd	0,002	0,003
Sn	0,007	0,01			

Козалит

Козалит в жилах Куналея встречается в виде агрегатов игольчатых кристаллов, которые обычно законсервированы в кристаллах кварца или в кальците. Концы иголочек его выступают иногда из цементирующего материала и образуют в друзовых полостях тончайший войлок. Козалит, как правило, приурочен к периферическим частям кристаллов регенерированного хрусталевидного кварца (рис. 95). Иногда иголочки козалита образуют настолько густую сеть, что кварц кажется темным и непрозрачным. Козалит обладает характерным металлическим блеском, имеет стально-серый цвет.

Иголочки его бывают различной длины (от долей миллиметра до 1—2 см) и толщины (от сотых до десятых долей миллиметра). Большей частью иголочки прямые, но встречаются и изогнутые. При рассмотрении под бинокуляром удается заметить, что в парагенезисе с козалитом часто присутствуют очень мелкие кристаллики тоже стально-серого цвета, но с сильным металлическим блеском, октаэдрической формы, которые нарастают на иголочки козалита. Подобное же явление наблюдалось на Букукинском и Белухинском месторождениях (Барабанов, 1961). С большим трудом удалось отделить несколько иголочек козалита от кварца, в котором он был заключен. От вещества этих иголо-

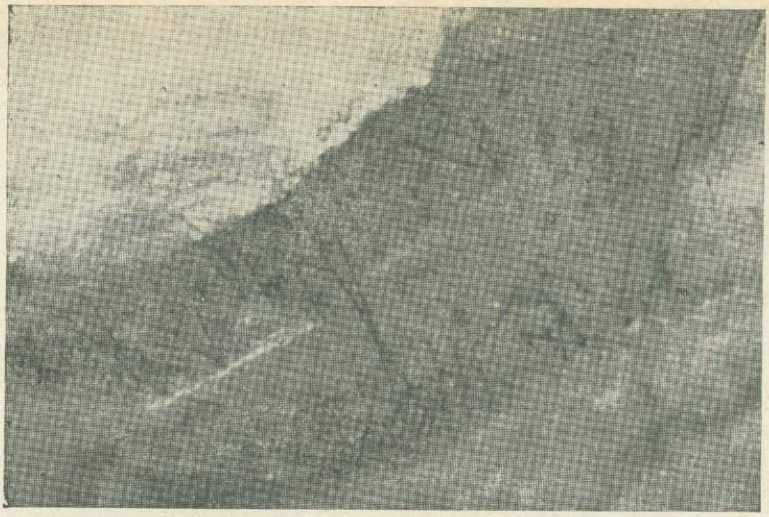


Рис. 95. Иголочки козалита на гранях регенерированного кристалла кварца. Увеличено.

Таблица 78

Рентгенограмма смеси козалита и галенита

I	d_α/n	d_β/n	I	d_α/n	d_β/n
3	6,831	6,168	3	2,2507	2,0323
6	6,0422	5,4559	8	2,1052	1,9010
5	5,4711	4,9402	4	2,03330	1,83599
6	5,2833	4,7706	6	1,97294	1,78149
10	4,6561	4,2043	2	1,95051	1,76124
4	4,4838	4,0487	1	1,90277	1,71813
3	4,3532	3,9308	2	1,81390	1,63789
2	4,2502	3,8378	6	1,75853	1,58789
2	3,6748	3,3180	5	1,73681	1,56828
9	3,4399	3,1061	5	1,61558	1,45881
6	3,2903	2,9710	1	1,53161	1,38298
4	3,0851	2,7858	1	1,43830	1,29873
8	2,9573	2,6703	2	1,41808	1,28048
9	2,7782	2,5086	5	1,29053	1,16530
9	2,6656	2,4069	5	1,24107	1,12064
2	2,3583	2,1294			

Межплоскостные расстояния для козалита и галенита

Козалит		Галенит	
10	3,44	10	3,43
3	3,30	9	2,67
4	3,07	10	2,09
9	2,95	9	1,78
9	2,80	7	1,71
7	2,28		
6	2,13		
7	2,03		
1	1,97		
5	1,94		
10	1,901		
5	1,243		

чек была получена дебаеграмма. Так как материала было крайне ограниченное количество, то образец для съемки готовился следующим образом. На стеклышко помещалась капелька резинового клея, на нее высыпались иголочки козалита, сверху накладывалось второе стеклышко. Затем вращали эти стеклышки в противоположные стороны, смесь клея и вещества скатывалась в небольшой шарик, и его нанизывали на тончайший стеклянный волосок. Затем этот шарик помещали в рентгеновскую камеру. Условия съемки: излучение медное, напряжение тока 35 кв, сила тока 20 ма, диаметр камеры 143 мм. Расчет дебаеграммы приведен в табл. 78. Результаты расчета дебаеграммы сходны со значениями межплоскостных расстояний для физической смеси тесно взаимопрорастающих козалита и галенита из Букукинского месторождения. По-видимому, и в данном случае мы имеем дело с такой же смесью, тем более что в некоторых образцах можно было отчетливо видеть кристаллики галенита на иголочках козалита.

Арсенопирит

Наличием арсенопирита Куналейское месторождение заметно отличается от связанных с ним генетически Шумиловского и Молодежного месторождений, в которых этот минерал не отмечался. Арсенопирит

Таблица 79

Результаты спектрального полуколичественного анализа арсенопирита (обр. 713)

Элемент, окисел	Содержание, %	Элемент, окисел	Содержание, %
Mn	0,1	Ti	0,002
Pb	0,0005	Cu	0,0007
Sn	0,0005	Ag	0,0001
W	0,1	Zn	0,01
Fe_2O_3	Основа	Co	0,02
Bi	0,005	Ni	0,005
Al_2O_3	0,1	CaO	0,1
		Sr	0,05

в Куналее находится чаще в измененных вмещающих породах вблизи жил, причем количество его при приближении к жиле заметно увеличивается. В зальбандах арсенопирит присутствует в виде короткопризматических кристаллов со штриховкой на гранях. Кристаллы его достигают 0,8 см. Арсенопирит в значительных количествах встречается и в самих жилах, где он образует выделения в виде крупных блоков. Арсенопирит образовался, по-видимому, в сульфидную стадию, которая была более поздней, чем грейзенизация вмещающих пород. Удельный вес, определенный пикнометрическим методом при навеске 2,9639 г, равен $D^{22}_{4/v} = 6{,}030 \pm 0{,}001$. Данные спектрального анализа арсенопирита приведены в табл. 79.

Молибденит

Молибденит довольно широко представлен в жилах Куналея. Его выделения также приурочены к зальбандовым оторочкам жил. Молибденит покрывает тончайшим слоем чешуйки жильбертита и образует скопления до нескольких сантиметров. Исследования молибденита, к сожалению, не было произведено, он диагностирован спектроскопически, %: Ga — 0,0001, Fe_2O_3 — 0,1, Bi — 0,001, Mo — основа, Cu — 0,05, Ag — 0,0002.

Халькопирит. Пирит

Количество халькопирита в данном месторождении невелико. Он встречается как во вмещающей породе, так и в жилах в виде прожилков небольшой мощности, секущих кварц, вольфрамит и другие минералы. На поверхности его часто видна цветная побежалость. Судя по взаимоотношению халькопирита с другими минералами, можно сказать, что он выделился одним из последних. Диагностирован спектроскопически (табл. 80).

Таблица 80

Результаты спектрального анализа халькопирита

Элемент, окисел	%	Элемент, окисел	%
Be	—	Mo	0,005
Mn	0,005	Ti	0,005
Pb	0,002	Cu	Основа
Sn	0,1	Cd	0,01
Ga	0,0001	Ag	0,002
W	0,015	Zn	0,5
Fe_2O_3	Основа	Cr	0,005
Bi	0,002		

На Куналейском месторождении пирит присутствует в небольших количествах. Во вмещающих породах пирит выполняет небольшие трещинки, образует мелкозернистые скопления, встречается также в виде кристаллов кубического габитуса со штриховкой на гранях. В жилах пирит еще более редок. Данные спектрального полуколичественного анализа пирита представлены в табл. 81.

Таблица 81

Результаты спектрального анализа пирита (обр. 2929/63)

Элемент, окисел	Содержание, %	Элемент, окисел	Содержание, %
Mn	0,02	Cu	0,2
Sn	0,0015	Ag	0,0002
MgO	0,1	Zn	0,005
W	0,5	Co	0,003
Fe_2O_3	Основа	Ni	0,05
Bi	0,005	CaO	0,2
Al_2O_3	0,1		
Ti	0,002		

Околожильные изменения вмещающих пород

Как уже указывалось выше, вмещающими породами кварц-вольфрамитовых жил на Куналейском месторождении являются биотитовые, кварц-биотитовые и кварц-биотит-полевошпатовые роговики. Макроскопические зоны околожильных изменений роговиков обычно незаметны. Из имеющихся в нашем распоряжении образцов были взяты те, в которых можно было проследить грейзенизацию породы на протяжении до 10 см от жилы. В образцах было взято три таких разреза и сделаны шлифы через 2—3 см друг от друга. Было установлено, что зоны околожильных изменений пород не ограничиваются 8—10 см.

К сожалению, проследить эти процессы на большем расстоянии не удалось из-за ограниченных размеров имевшихся образцов.

Околожильные изменения в основном выражаются в превращении кварцевых, кварц-биотитовых и кварц-биотит-полевошпатовых роговиков в кварцевые, кварц-мусковитовые и кварц-биотитовые грейзены. Процесс гидротермального изменения развит не только вдоль мощных кварцевых жил, но и вдоль тонких кварцевых прожилков. Прежде всего изменениям подвергается плагиоклаз роговиков, он везде полностью серицитизирован, и в шлифах не было встречено ни одного более или менее сохранившегося зерна этого минерала.

Кальций, освобождающийся при этом процессе, образует новые минералы, химизм которых определяется характером воздействующих на вмещающую породу растворов. Часто в кварц-серицитовом агрегате можно наблюдать зернышки апатита, флюорита, кальцита. У кальцита наблюдается тенденция концентрироваться в отдельных участках, по-видимому, в несколько тектонически ослабленных зонках. Кроме того, кальцит может образовывать псевдоморфозы по плагиоклазу.

На процесс грейзенизации вмещающих пород наложен процесс сульфидизации. В отличие от Шумиловского и Молодежного месторождений здесь во вмещающих породах возле жил находятся заметные количества арсенопирита, пирротина, пирита, молибденита.

Несколько замечаний о генезисе месторождения

Изучение минералогии Куналейского месторождения показывает, что оно очень сходно и по минеральному составу, и по генезису с месторождениями Восточного Забайкалья — Белухинским, Букукинским и др. Общую картину образования Куналейского месторождения кратко можно нарисовать следующим образом.

В процессе остывания интрузивного тела в его экзоконтактной зоне образовалась система трещин. Эти трещины были заполнены минералообразующим раствором. Взаимодействие этих растворов с боковыми породами вызвало их грейзенизацию и отложение жильбертита, вольфрамита, висмутина. Жилы имели первоначально друзовидное сложение. В дальнейшем происходили новые приоткрывания трещин, при этом ранее образованные минералы дробились, перетирались, в жилы попадали обломки вмещающих пород, и все это цементировалось новыми минералами. Следует отметить огромную роль кальция, который в большом количестве освобождался при серицитизации плагиоклаза вмещающих роговиков и образовывал в зависимости от состава раствора такие минералы, как кальцит, шеелит, флюорит, апатит. О неоднократном приоткрывании жил свидетельствует наличие папиршпата, молочно-белого и халцедоновидного кварца, корочки мелкокристаллического кварца, флюорита, пирита и других минералов. Содержание в них газово-жидких включений и скрытокристалличность или обилие центров кристаллизации говорят о быстрой кристаллизации их из резко пересыщенных растворов вследствие падения давления при разверзании жильных полостей. В процессе формирования жил Куналея состав минералообразующих растворов существенно менялся.

5. МЕСТОРОЖДЕНИЕ МОЛОДЕЖНОЕ

Как уже отмечалось, Молодежное месторождение находится в верховьях ключа Лиственичного, являющегося левобережным притоком р. Чикокон. Оно расположено в 8 км к северо-востоку от Шумиловского месторождения, с которым связано приличной грунтовой дорогой (рис. 96). Месторождение открыто геологом А. А. Тиуновым в 1936 г.

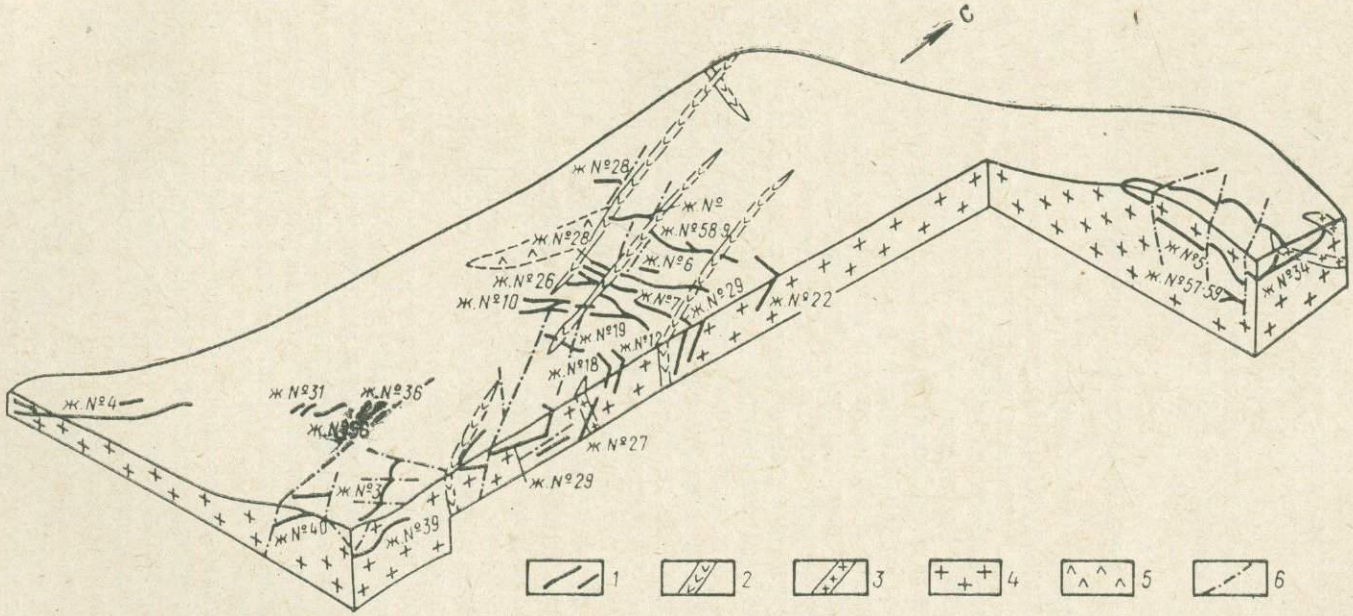


Рис. 96. Блок-диаграмма Молодежного месторождения (по И. Ф. Григорьеву).

1 — кварцево-вольфрамитовые жилы; *2* — дайки керсантита; *3* — дайки гранит-порфиров и аплитов; *4* — граниты биотитовые; *5* — диорит-порфириты; *6* — линии тектонических разрывов.

Краткое описание этого месторождения можно найти у О. Д. Левицкого (1964).

Минералогическое изучение Молодежного месторождения с особым вниманием к процессам формирования околожильных грейзенов было выполнено под руководством автора Л. М. Ступкиной еще в 1955—1956 гг. Нам удалось также посетить это месторождение в 1963 г. и собрать здесь дополнительный материал. Обработка его была закончена лишь к 1970 г.

В настоящем разделе описание месторождения Молодежного дается в основном по данным Л. М. Ступкиной с учетом наших личных исследований.

Краткий геолого-петрографический очерк

Район месторождения Молодежного сложен лейкократовыми биотитовыми гранитами, образующими живописные скальные выходы. Слабая обнаженность, однако, в целом не позволяет точно оконтурить границы гранитного массива. Гранитная интрузия предположительно киммерийского возраста имеет форму небольшого штокообразного тела, расширяющегося с глубиной. Возможно, что гранитные массивы района Молодежного и Шумиловки имеют общие корни и соединяются на глубине. Вмещающими интрузивный массив породами являются биотитовые и амфиболитовые сланцы среднепалеозойского возраста. Вблизи месторождения (например, в районе жилы № 45 «Сланцевой») они вскрыты под чехлом четвертичных отложений в виде отдельных полей.

Рудное поле месторождения слагают серые биотитовые граниты. По контакту с осадочными породами они приобретают облик гранит-порфиров. В свою очередь гранит-порфиры метаморфизуют песчано-глинистую толщу. На территории рудного поля встречаются аплитовые и пегматитовые разности пород, а также дайка гранит-порфира. Они имеют жило- и линзообразную формы и незначительные размеры. С киммерийским магматическим циклом связаны также кварцево-полевошпатовая, кварцево-вольфрамитовые и безрудные кварцевые жилы. К еще более молодому возрасту местные геологи относят «шток» кварцсодержащего диорит-порфирита и дайки керсантита.

Рудное поле Молодежного разбито системой трещин. Среди них выделяют следующие трещины.

1. Пологие трещины, соответствующие трещинам отдельности гранита. Азимут простирания их СЗ 315°, азимут падения СВ, угол падения 7—10°. Эти обычно ровные, хорошо протяженные трещины отдельности выполнены кварцево-вольфрамитовыми жилами и кварцевыми прожилками. К пологим трещинам приурочены и грейзеновые зоны.

2. Наклонные трещины скалывания. Азимут простирания их ЮВ 166°, угол падения около 30°. Трещины ровные, четкие. Перемещения по этим трещинам имеют характер надвигов и сбросов.

3. Крутопадающие трещины скалывания. Азимут простирания СЗ 275°, азимут падения ЮЗ, угол падения 60—90°. С этой системой трещин вместо жил иногда связаны дайки керсантитов, рассекающие все рудное поле месторождения.

Как уже отмечалось, формирование гранитов сопровождалось метаморфизмом породы кровли. В результате его вмещающие сланцы превращены в роговики и ороговикованные сланцы. Выделяется несколько типов сланцев. Биотитовые сланцы внешне представляют собой грубосланцеватую, плотную, серовато-бурой окраски породу. В шлифах они обнаруживают равномернозернистое сложение с лепидогранобластиче-

ской структуры. Местами на фоне лепидогранобластической структуры отмечаются пятна и полосы типично роговиковой структуры. Биотит обычно занимает 33% площади шлифа и образует удлиненные по сланцеватости хорошо образованные таблички размером до 0,1 мм. Окраска ржаво-бурая по *Ng* до соломенно-желтой по *Np*. Биотит местами нацело замещается бледно-зеленым хлоритом (пеннин и клинохлор) с выделением пирита. Кварц образует округлые или несколько удлиненные в направлении сланцеватости зерна. Размер их колеблется от 0,1 до 0,03 мм. Кварц занимает до 60% площади шлифа. Полевой шпат в количестве до 6% представлен микроклином и сдвойникованным олигоклазом (№ 22—24), обычно замутненным и серицитизированным. Из акцессорных минералов в биотитовых сланцах встречается апатит в виде тонкопризматических кристалликов, беспорядочно рассеянных по всему полю шлифа.

Амфиболовые сланцы внешне не отличаются от биотитовых сланцев. В состав их входят: кварц, актинолит, плагиоклаз, микроклин, из вторичных — апатит, хлорит, сфен, пирит. Структура амфиболовых сланцев нематобластическая. Актинолит занимает до 35% площади шлифа и представлен хорошо образованными вытянутыми кристаллами или тонкоспутанными войлокообразными агрегатами, располагающимися вдоль сланцеватости. Окраска его бледно-зеленая, со схемой плеохроизма $Ng > Np$; $Ng : [001] = 15 \div 18°$. Характерна приуроченность зерен сфена к скоплениям актинолита. Возможно, что оба эти минерала образовались в результате разложения какого-то богатого титаном амфибола. Актинолит в свою очередь обычно замещается хлоритом, а края зерен сфена обрамляются каемкой рудного минерала. Кварц, составляющий до 60% площади шлифа, образует округлые зерна размером 0,2—0,01 мм. Между ними часто располагаются микроклин, олигоклаз, присутствующие в количестве 7%. Мелкие призматические кристаллики апатита, как и в биотитовых сланцах, беспорядочно рассеяны по площади шлифа.

Амфиболо-биотитовые сланцы являются образованиями, промежуточными между первыми и вторыми. Минеральный состав их, %: кварц — 60, биотит — 20, актинолит — 10, полевой шпат — 6; из вторичных — апатит, хлорит, сфен, пирит.

Неизмененные биотитовые граниты представляют собой лейкократовые, крупнозернистые породы с хорошо выраженной отдельностью. Средний минеральный состав гранитов, %: кварц — 32, микроклин — 25, плагиоклаз — 28, биотит — 11, акцессории — 4. Под микроскопом биотитовый гранит обнаруживает гипидиоморфнозернистую структуру. Кварц развит в виде округлых и неправильной формы зерен с волнистым угасанием, сильно трещиноват. По отношению ко всем остальным минералам водяно-прозрачный кварц является ксеноморфным и заполняет промежутки между ними. Микроклин, обычно свежий, обладает характерной двойниковой решеткой, четкость ее зависит от степени замутнения (внешне — порозовения) кристаллов. Хорошо видно, что с появлением в микроклине газово-жидких включений начинает исчезать его двойниковая структура. В микроклине содержатся пертитовые вростки несдвойникованного альбита, имеющие пятнистый характер. В некоторых зернах встречаются жильные пертиты сдвойникованного альбита № 5—8. Возможно, что переход пятнистых пертитов в жильные обусловлен процессом их перекристаллизации. Плагиоклаз образует таблитчатые сдвойникованные по (010) кристаллы и по составу принадлежит к олигоклазу № 29—30. Даже в свежем на вид граните плагиоклаз в шлифах оказывается серицитизированным. Местами кристал-

лы олигоклаза включены в микроклин. Биотит находится в виде удлиненных пластинок. Окраска бурая с плеохроизмом от густо-бурого по Ng до светло-желтого по Np, $-2V = 5 \div 7°$. В биотите содержатся многочисленные включения циркона, окруженные широкими плеохроичными кольцами. Иногда чешуйки биотита обесцвечиваются с одновременным выделением пирита по спайности. Из акцессорных минералов наиболее обычны апатит и циркон. В процессе выветривания гранит, как и на Антоновой Горе, постепенно превращается в белую рассыпающуюся в руках каолиновую массу, в которой сохраняются только вкрапленники кварца серого цвета.

На Молодежном месторождении встречаются пегматиты с письменной структурой. Иногда они связаны с аплитами, но нередко образуют и изолированные линзы и жилки, инъецирующие сланцы. Мощность этих жил от 2 до нескольких десятков сантиметров. Пегматоиды образуют также самостоятельные, не связанные с аплитами, шлиры среди гранитного массива. Одно из аплит-пегматитовых тел было встречено в канаве, вскрывающей кварцевую жилу № 45. Пегматитовые и аплитовые участки располагаются здесь таким образом, что постепенно переходят друг в друга. Пегматитовая структура при этом возникает, по-видимому, путем перекристаллизации мелкозернистых аплитов, ибо следы развития процесса преобразования аплита в пегматит можно отчетливо видеть.

Диорит-порфир

В западном конце жилы № 14 встречено тело диорит-порфира. Контакт его с вмещающими лейкократовыми гранитами ровный и четкий. Внутри «штока» диорит-порфира наблюдается кварц-вольфрамитовая брекчия, свидетельствующая о пострудном его внедрении.

Микроскопическое изучение показало, что в минералогическом отношении эта порода является неоднородной. В контактовой зоне диорит-порфира наблюдается уменьшение крупности зерна биотита, и фенокристаллы этой породы представлены исключительно плагиоклазом. Минеральный состав краевой зоны «штока», %: плагиоклаз — 69, биотит — 18, кварц — 3, апатит — 3, рудный минерал — 4, калиевый полевой шпат — 3.

По мере приближения к центральной части массива диорит-порфира постепенно увеличивается размер чешуек биотита, но понижается процент его содержания, появляется пироксен, сфен, количество калиевого полевого шпата увеличивается до 7%.

В диорит-порфире широко развиты явления изменения его первичных минералов. В результате этих процессов появляются: хлорит, серицит, кальцит, гидроокислы железа. Плагиоклаз, составляющий 60—69% объема породы, по составу относится к андезину № 45—50. При изменении переходит в смесь серицита и кальцита. Биотит местами нацело превращается в хлорит. Микроклинный пироксен представлен диопсидом, $Ng : [001] = 38°$. В результате процессов замещения пироксен превращается в смесь хлорита с кальцитом. Калиевый полевой шпат, обычно бурый, содержится в незначительном количестве и заполняет промежутки между индивидами плагиоклаза и цветных минералов. Апатит разбросан по всему полю шлифа в виде мелких призмочек и неправильных зерен. Сфен представлен единичными клиновидными кристалликами.

Весьма интересно явление контактного воздействия диорит-порфира на вмещающий лейкократовый гранит. Оно выразилось в порозовении

калиевого полевого шпата гранита и в появлении микроструктурной структуры на границе кварца и полевого шпата.

В восточной части рудного поля, вблизи жилы № 5, была обнаружена дайка гранит-порфира. Макроскопически неизмененный гранит-порфир представляет собой пеструю породу. Фенокристы ее представлены темно-серым, почти дымчатым, прозрачным кварцем, образующим округлые кристаллы до 7 мм в поперечнике, полевыми шпатами и пластинчатым биотитом. Полевые шпаты представлены таблитчатыми или призматическими кристаллами серого плагиоклаза и розовым микроклином. Размер их не превышает 1 см. Основная масса породы имеет более мелкозернистое строение и состоит из полевого шпата и кварца.

Плагиоклаз вкрапленников по составу относится к олигоклазу № 28—30, сдвойникованному по альбитовому закону. Он образует удлиненные кристаллы; некоторые из них серицитизированы. Плагиоклаз основной мелкозернистой массы представлен также олигоклазом № 25—28. Он имеет вид мелких зернышек несовершенного таблитчатого габитуса. Микроклин вкрапленников бурый, с пертитовыми врастками шахматного альбита. Характерны пятнистые пертиты, причем содержание их внутри одного и того же зерна оказывается неодинаковым. Микроклин мелкозернистой массы представлен в виде аллотриоморфных зернышек размером до 0,1 см. Биотит образует таблички. Свежие чешуйки его имеют плеохроизм: по Ng — темно-бурый, по Np — светло-желтый. Бурая разновидность биотита в породе замещается буровато-зеленой разновидностью. Замещение нередко происходит нацело, и в центральных частях зеленых листочков сохраняются лишь расплывчатые пятна биотита бурой окраски. В биотите содержатся многочисленные включения удлиненных кристалликов циркона.

Дайки керсантита

Среди пород рудного поля выделяются наиболее молодые по возрасту 5 крутопадающих даек керсантита мощностью 0,8—3 м. Они прослеживаются на сотни метров и выполняют поперечные трещины скалывания. Азимут простирания СЗ 275°, азимут падения ЮЗ 250°, угол падения 80—88°. Контакты даек с вмещающими породами резкие и ровные, часто сопровождаются зонами разлома и дробления. По плоскостям, вмещающим дайку, наблюдаются сдвиги с амплитудой перемещения до 6 м, в результате чего рудные кварцевые жилы оказываются разбитыми на участки и смещены. Макроскопически это плотная, темная, местами сильно обохренная порода. Микроскопическое изучение установило, что порода по минералогическому составу относится к слюдяным лампрофирам диоритового состава — керсантиту.

Полевой шпат представлен преобладающим плагиоклазом (андезин, № 40—50) и незначительным количеством калиевого полевого шпата бурой окраски. Биотит развивается в виде порфировых выделений красноватой окраски; нередко выцветает во внутренних частях кристалла и по периферии. Отмечено незначительное количество кварца в ксеноморфной форме. Из акцессорных минералов присутствует апатит, титаномагнетит, из вторичных — серицит, кальцит, гидроокислы железа.

Кварц-полевошпатовая жила № 5

Кварц-полевошпатовая жила № 5 расположена в восточной части рудного поля (см. рис. 96). Она прослежена более чем на 300 м по простиранию и на 40 м по падению. Жила приурочена к трещине скалывания: азимут простирания СЗ 290—300°, падение на ЮЗ, угол падения

от 12 до 30°. Жила несколько раз смещена вкрест простирания сбросами и сдвигами. В юго-восточном фланге жила сечет дайку гранит-порфира и имеет здесь пегматоидное строение, в северо-западном конце жилы появляются кварц с вольфрамитом.

Окраска калиевого полевого шпата неравномерная. Она колеблется от серых до ярко-розовых тонов и вызвана присутствием многочисленных газово-жидких включений. Минеральный состав кварц-полевошпатовой жилы аналогичен минеральному составу кварцевых — вольфрамитовых жил. Но полевой шпат здесь, как и на других месторождениях вольфрамита (Барабанов, 1958в, 1961), представляет собой образование позднее. Он явно замещает жильный кварц и другие более ранние минералы.

Кварц-вольфрамитовые жилы

Рудные жилы Молодежного представляют собой серию пологопадающих тел, приуроченных к пологим трещинам отдельности в граните. Размеры жил колеблются в широких пределах. Средняя протяженность по простиранию равна 100—200 м, встречаются и короткие жилы длиной в первые десятки метров. Мощность от нескольких до 80 см. В местах слияния нескольких жил наблюдаются раздувы, достигающие 1 м. Параллельно главным телам жил нередко тянутся апофизы и тела, соединенные тонкими прожилками. Иногда в кварцевых жилах заключены «отторженцы» боковой породы, представленные или слабо измененным гранитом, или грейзеном. При выклинивании жил очень часто жильная масса исчезает, и в том же направлении наблюдается лишь едва заметная трещинка во вмещающей породе. В других случаях выклинивание жилы сопровождается расщеплением главной жилы на серию мелких прожилков с образованием структуры так называемого «конского хвоста» (жила № 5).

Контакты жил с вмещающими породами обычно четкие, резкие и представляют собой почти прямолинейные поверхности. Жильный материал легко отделяется от вмещающей породы, оставляя на стенках полостей свой скульптурный отпечаток. Зальбанды одних рудных жил интенсивно грейзенизированы, у других кварцевых жил лишены грейзеновых полос вовсе. Очень часто жильный кварц отграничен от вмещающих грейзенов слюдяной оторочкой. Преобладающая текстура рудного кварца массивная, реже полосчатая, еще реже — гребенчатая.

Формирование рудных жил на Молодежном месторождении происходило в напряженных тектонических условиях, что обусловлено неоднократным приоткрыванием жильных трещин. Кое-где сохранившаяся гребенчатая текстура рудного кварца указывает, что в первые моменты рудоотложения трещины были открыты. В результате сжатий стенок и вызванных этими сжатиями деформаций гребенчатый кварц был раздроблен и перетерт. Новое приоткрытие трещин сопровождалось кристаллизацией новой порции кварца. Очередные тектонические подвижки снова дробят и перетирают ранее образовавшиеся кварцы, отчего они становятся мелкозернистыми. Так возникает полосчатая текстура жил. Пострудные тектонические движения меняли направление деформаций и приводили к образованию крутопадающих трещин скалывания, которые являются главными сместителями кварцевых жил. Амплитуды смещения жил достигают нескольких метров. С этой же системой трещин связаны внедрения даек керсантита. Керсантит местами цементирует раздробленный рудный кварц.

В пределах рудного поля Молодежного выделяются следующие типы жил: 1) кварцевые жилы, богатые вольфрамитом; 2) кварцевые

жилы, бедные вольфрамитом; 3) кварцевые жилы без вольфрамита. Минеральный состав кварц-вольфрамитовых жил разнообразен, но в количественном отношении беден. Он тесно связан с характером изменения вмещающих пород. На месторождении в наше время установлены жильные минералы: кварц, мусковит, биотит, хлорит, микроклин, флюорит, цеолит, топаз, триплит; рудные минералы: вольфрамит, касситерит, шеелит, молибденит, пирит, халькопирит, арсенопирит, висмутин, самородный висмут; вторичные минералы: гидротунгстит, борнит, халькозин, ковеллин, малахит, базовисмутит, лимонит, псиломелан, каолин. Ниже дается краткое описание лишь некоторых из этих минералов.

Кварц. Текстура жильного кварца обычно массивная, цвет серый. Изредка представлен хорошо ограненными кристалликами (жила «Сланцевая») до 7 см в длину. Друзовые пустотки в жильном кварце часто бывают выполнены мелкими бесцветными кристалликами перекристаллизованного жильного кварца. Нередко поверхность морионоподобных кристаллов кварца покрыта белесоватой корочкой, подобной тем, что подробно были описаны на Букуке (Барабанов, 1961). pH эмульсии такого кварца 5,8. По-видимому, многочисленные включения в таком растрескавшемся с поверхности кварце представлены углекислотой.

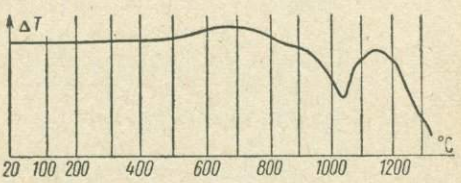


Рис. 97. Термограмма слюды (обр. 2910В).

Микроклин. В кварцевых жилах розовый полевой шпат (микроклин) находится в виде незначительных скоплений и одиночных кристаллов, приуроченных обычно к зальбанду жил. Но в жиле № 5, как уже отмечалось, микроклин слагает порою всю массу жильного тела. При этом видно, что микроклин замещает кварц по трещинам и образует самостоятельные прожилки, секущие жильный кварц (жила № 33).

Слюда. В образцах из Молодежного месторождения можно выделить два вида слюды — серицит и жильбертит. Среди крупнокристаллической слюды в свою очередь можно различить по цвету светло-желтую слюду с упругими листочками, по внешнему виду похожую на слюду из Шумиловского рудника, и слюду темно-зеленого цвета, в которой хорошо видна зональность. Листочки этой слюды менее плотные, неупругие, легко крошатся. Светопреломление ее $Ng = 1{,}630 \div 1{,}632 \pm \pm 0{,}002$, $Nm = 1{,}627 \div 1{,}630 \pm 0{,}002$, $2V = 6 \div 13°$. Такие свойства отвечают магнезиально-железистой слюде, состоящей (в %) из лепидомелана — 63,0, флогопита — 20,0 и оксилепидомелана — 17,0. Широко распространена в жилах № 5, 9 и др. Нередко ассоциирует с касситеритом и темно-фиолетовым флюоритом. Пламеннофотометрическим методом в этой слюде установлены щелочи, %: Na_2O — 0,105, K_2O — 9,45, Li_2O — 1,11, Rb_2O — 0,25, Cs_2O — 0,034. Термограмма такой слюды, взятой из оторочек кварц-вольфрамитовых жил в точке 2910, показана на рис. 97.

Светлый жильбертит образует слюдяные оторочки в зальбандах жил, мощность их достигает 1—1,5 см. Кроме того, он образует в рудных жилах гнезда, прожилки или обрастает кристаллы кварца в виде слюдяных «рубашек». Светопреломление жильбертита: $Ng = 1{,}589 \pm \pm 0{,}002$, $Nm = 1{,}584 \pm 0{,}002$, $2V = -45°$.

Флюорит. Присутствует в виде кубических кристалликов величиной до 2 см. Окраска флюорита неравномерная, пятнистая. В отдельных

Таблица 82

Химический анализ вольфрамита (обр. 2910Д), вес. %

WO_3	Nb_2O_5	Ta_2O_5	TiO_2	SiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Σ	% $MnWO_4$
74,22	0,25	0,016	Н. о.	0,56	0,35	14,59	10,15	0,23	0,27	100,64	42

кристаллах наблюдалась постепенная смена окраски от густо фиолетовой в центре через фиолетово-розовую и розовую к светло-зеленой по периферии. Фиолетовый флюорит обычно ассоциирует с мусковитом, литийсодержащим биотитом и касситеритом (жила № 5), светло-зеленый флюорит — с мусковитом и молибденитом.

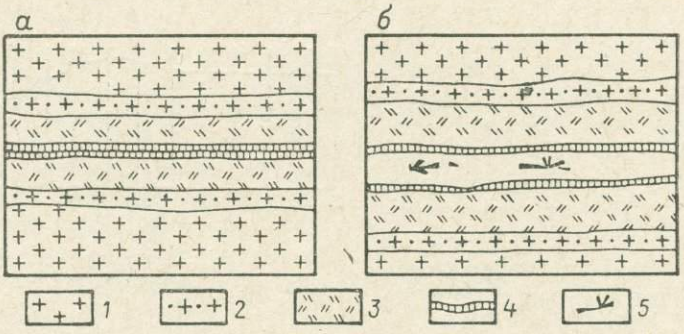


Рис. 98.

а — жилка, сложенная слюдяными оторочками в грейзенизированном граните; *б* — кварц-вольфрамитовая жилка с жильбертитовыми оторочками в грейзенизированном граните; *1* — неизмененный гранит; *2* — грейзенизированный гранит; *3* — грейзен; *4* — слюдяная оторочка; *5* — кварц с вольфрамитом.

Кальцит. Обнаружен только в жиле № 4, в очень незначительном количестве. Выполняет пустоты в рудном кварце. Диагностирован оптически.

Вольфрамит. Встречается в виде крупнотаблитчатых кристаллов величиной до 10—12 см. Они обычно располагаются перпендикулярно к зальбандам жил или реже параллельно стенкам трещин. Кроме того, встречаются мелкопластинчатые кристаллики более позднего, переотло-

Таблица 83

Результаты рентгенометрического изучения вольфрамита

№ п.п.	Обр. 2910-Д		Эталон		№ п.п.	Обр. 2910-Д		Эталон	
	I	d_α/n	*I*	d_α/n		*I*	d_α/n	*I*	d_α/n
1	5	4,6574	7	4,76	9	1	1,8839	8	1,873
2	5	3,7120	6	3,77	10	3	1;7676	5	1,771
3	3	3,2010	5	3,25	11	5	1,6652	4	1,668
4	10	2,9136	10	2,952	12	5	1,5945	7	1,589
5	1	2,8433	3	2,859	13	5	1,3251	3	1,338
6	4	2,7149	2	2,74	14	1	1,2832	2	1,278
	5	2,4614	8	2,441		1	1,2247	4	1,226
7	4	2,3620	3	2,382	15	5	1,1946	7	1,199
	2	2,0542	3	2,050					
8	1	2,0009	4	1,9999	16	1	1,1238		1,112
						1	1,0869		1,086

женного вольфрамита. Анализ вольфрамита (табл. 82), выполненный в 1964 г. И. А. Плисс в химической лаборатории СЗТГУ, может быть выражен формулой $(Fe_{0,60}Mn_{0,42}Ca_{0,01}Mg_{0,01})_{1,04}(W_{0,95}Si_{0,03}Al_{0,01})_{0,99}O_4$. Вольфрамит на Молодежном месторождении нередко с поверхности зерен и кристаллов покрыт гидроокислами. Результаты рентгенометрического исследования вольфрамита (обр. 2910Д) показаны в табл. 83. Удельный вес при навеске 1,5447 оказался равным 7,244 г/см³. Твердость на плоскости (010) равна 5,05.

Л. М. Ступкиной по нашей просьбе был произведен количественный подсчет минералов в шлифах из околожильного грейзена возле едва заметной жилки, сложенной слюдяными оторочками (рис. 98, *а*), а также возле кварц-вольфрамитовых жилок с теми же жильбертитовыми оторочками (рис. 98, *б*). При этом в первом случае, кроме того, определялись удельный вес породы и ее пористость. Как видно из табл. 84, удельный вес вмещающего гранита в процессе его грейзенизации увеличивается с 2,56 до 2,90 г/см³, несмотря на увеличивающуюся пористость (с 2,73 до 18,40%). Содержание минералов в шлифах в этом же направлении показано на рис. 99. Здесь же показано изменение содержания SiO_2 и Al_2O_3 в исследованных образцах грейзена. Из приведенных данных видно, что за счет полевых шпатов и биотита в зоне грейзенизации образуются жильбертит и топаз и что вместе с кварцем эти вновь образованные минералы выносятся в трещину, слагая ее жильбертитовые зальбанды.

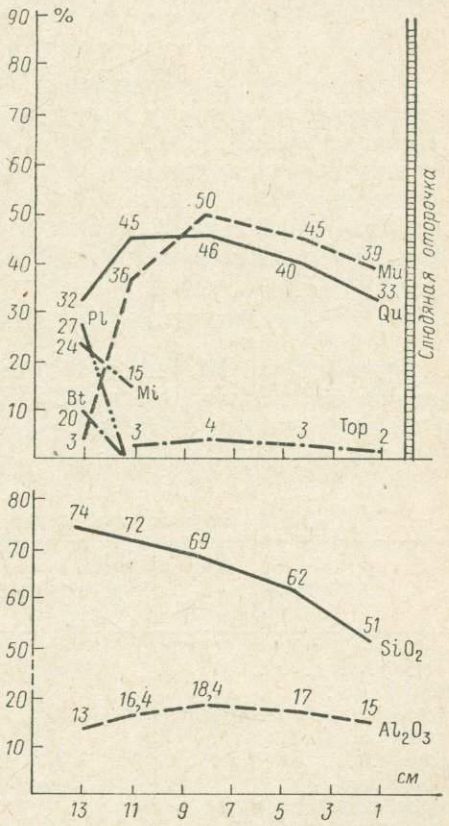


Рис. 99. Графики количественного соотношения минералов в шлифах в процессе грейзенизации и изменения содержания SiO_2 и Al_2O_3 в исследованных образцах грейзена.

Итак, сопоставление минерального состава околожильных грейзенов и кварцевых рудных жил Молодежного и Шумиловского месторождений показало их полное сходство как в отношении нерудных, так и в отношении рудных минералов. Отличие здесь наблюдается только количественное. В грейзенах находятся: мусковит, циннвальдит, биотит, кварц, калиевый полевой шпат, топаз, флюорит, касситерит, реже вольфрамит, пирит, халькопирит. В кварцевых жилах находятся: кварц, мусковит, биотит, микроклин, флюорит, топаз, цеолит, триплит, вольфрамит, касситерит, шеелит, молибденит, пирит, халькопирит, арсенопирит, висмутин, самородный висмут. На минеральный состав кварцевых жил решающее влияние оказывают вмещающие их грейзены. Минеральный состав грейзенов в свою очередь определяется химическим составом материнской породы.

Таблица 84

Удельный вес и пористость околожильных пород

Порода	$D^t_{4/V}$, г/см³	П, %
Грейзенизированный розовый гранит в 12 см от трещины, окаймленной жильбертитовыми оторочками	2,56	2,73
Мелкозернистый топазо-кварцево-мусковитовый грейзен в 7 см от трещины	2,88	2,74
Грейзен топазово-кварцево-мусковитовый в 5 см от трещины	2,90	5,17
Крупнозернистый топазово-кварцево-мусковитовый грейзен в 2 см от трещины	2,88	18,40

Таким образом, в кварцевых жилах Молодежного и Шумиловского месторождений почти все нерудные минералы являются минералами грейзенов (мусковит, микроклин, топаз, флюорит, частично кварц). Что касается присутствующих в некоторых грейзенах рудных минералов — касситерита, молибденита и вольфрамита, то все они являются продуктами взаимодействия минералообразующих растворов с породообразующими минералами в процессе формирования околожильных грейзенов.

6. РУДНОЕ ПОЛЕ ШУМИЛОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Рудное поле Шумиловского месторождения занимает 14 км². Оно сложено биотитовыми гранитами. Меньшее распространение здесь имеют мелкозернистые биотитовые граниты, гранит-порфиры, гранит-апли-

Таблица 85

Минеральный состав околожильных пород, %

Минерал	Слабо измененный порфировидный гранит (шлиф 2905-В-7)	Грейзенизированный порфировидный гранит (шлиф 2905-В-6)	Сильно грейзенизированный порфировидный гранит (шлиф 2905-В-2)
Плагиоклаз	37,7	16,8	7,4
Микроклин	33,7	52,2	21,9
Биотит (хлоритизированный)	3,0	—	—
Кварц	22,4	17,4	52,3
Серицит	3,1	13,4	18,3
Пирит, топаз, апатит, турмалин и др.	0,1	0,2	0,1
Сумма	100,0	100,0	100,0

ты, аплиты, кварц-порфиры, пегматиты. Рудными телами являются кварцевые жилы и сопровождающие их грейзены. Они несут касситерит-вольфрамитовое оруденение.

Биотитовые граниты можно разделить на крупнокристаллическую и среднекристаллическую разновидности. Крупнокристаллический порфировидный биотитовый гранит представляет собой породу светло-серого цвета, состоящую из микроклина, плагиоклаза, кварца и биотита. Кварц в ней серовато-белый до молочно-белого, а полевой шпат желтовато-белый, образует крупные правильные кристаллы. Плагиоклаз представлен олигоклаз-андезином № 35—40, закон двойникования альбитовый. Микроклин свежий. Плагиоклаз серицитизирован. Слюда тем-

но-коричневая до черного цвета, находится и в виде одиночных кристаллов, и в виде сростков и скоплений. Обычно сильно хлоритизирована (шлиф 2905В-7).

Среднезернистые граниты имеют тот же минеральный состав, но отличаются структурными особенностями. Состав биотитового гранита, подсчитанный на столике Андина, приведен в табл. 85. В табл. 86 при-

Таблица 86

Результаты измерения плагиоклаза на федоровском столике (шлиф 2905В-6)

Двойниковая ось			Номер плагиоклаза	Закон двойникования
Ng	*Nm*	*Np*		
15	76	88	35—36	Альбитовый
15	74	90		
72	20	86	39—40	Альбит-карлсбадский
76	21	86		
20	71	95	40	Альбитовый
19	72	97		

ведены результаты измерения плагиоклаза. В биотитовых гранитах нередко встречаются кварцевые и полевошпатовые жилки. Первые выполнены серовато-белым полупрозрачным кварцем. В зальбандах таких жилок, а иногда и в средней части находятся чешуйки светлой слюды. В полевошпатовых жилках полевой шпат представлен крупными кристаллами розового цвета. Светопреломление его $Ng = 1{,}525 \pm 0{,}002$, $Np = 1{,}518 \pm 0{,}002$, $Ng - Np = 0{,}008 \pm 0{,}002$, $2V = 60°$. Эти константы отвечают составу почти чистого калиевого полевого шпата. Спектральный анализ его (обр. 2900-Е) приведен в табл. 87.

Таблица 87

Состав микропримесей в жильных минералах, вес. %

Элемент, окисел	Кварц (2905Е)	Микроклин (2900Е)	Турмалин (2900Е)
Al_2O_3	1,0	Основа	1,0
MgO	0,05	0,05	1,0
CaO	0,02	0,06	0,02
Fe_2O_3	0,05	0,05	1,0
Mn	0,001	0,001	0,1
Ti	0,001	0,001	0,01
Cr	—	—	0,003
Mo	0,0001	—	0,0002
W	0,002	0,01	—
Zr	0,001	—	0,001
Cu	0,001	0,001	0,001
Pb	0,0003	0,01	—
Ag	0,0001	0,0001	0,0001
Sb	0,03	—	0,06
Zn	0,3	—	0,06
Sn	0,0003	0,01	0,01
Ge	0,0003	—	—
Ga	0,003	0,01	0,006
Ba	0,01	—	0,01
Na_2O	0,03	1,0	0,6
K_2O	0,05	Основа	—
Li	—	—	0,05
Be	<0,001	0,0002	0,001
Ni	0,0003	—	0,003
V	0,001	—	0,001

Таблица 88

Изменение минерального состава порфировидного биотитового гранита в зоне околожильной грейзенизации, %

Минерал	Гранит слабо грейзенизированный (шлиф 2905В-7/63)	Гранит грейзенизированный (шлиф 2905В-6/63)	Гранит сильно грейзенизированный (шлиф 2905В-2/63)
Плагиоклаз	37,7	16,8	7,4
Микроклин	33,7	52,2	21,9
Биотит	3,0	—	—
Серицит-жильбертит . . .	3,1	13,4	18,3
Кварц	22,4	17,4	52,3
Пирит	0,1	0,2	0,1
Сумма	100,0	100,0	100,0

Околожильные грейзены желтовато-серого цвета состоят из светлой слюды и кварца. На контакте, в оторочках, слюда образует и мелкочешуйчатые агрегаты, и сростки пластинок, достигающих 0,5 см в поперечнике. Вдали от жил гранит несет слабо выраженные следы изменения. В шлифе 2905В-8, взятом в 10 см от жилки, только несколько зерен плагиоклаза заметно изменены. По ним развивается мелкочешуйчатый серицит. В шлифе сохранились два крупных зерна биотита. Они плеохроируют от светло-желтого до красновато-бурого цвета. В 5 см от

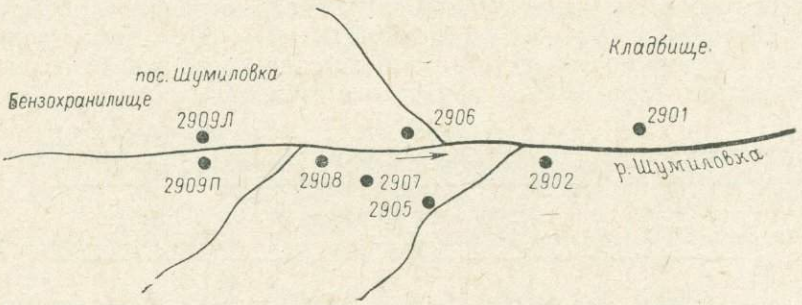


Рис. 100. Схема взятия естественных шлихов в русле р. Шумиловки.

жилки (шлиф 2905В-5) плагиоклаз почти целиком замещен серицитом. Отдельные зерна слюды включены и в зерна калиевого полевого шпата. В 3 см (2905В-3) шлиф выполнен крупными лейстами слюды и зернами кварца. Зерна микроклина бурые, переполненные массой газово-жидких включений. На контакте с жилкой грейзен отчетливо превращается в мономинеральную слюдяную оторочку.

Количественные изменения минерального состава гранита в процессе его грейзенизации приведены в табл. 88.

В образцах жильного кварца, собранных в многочисленных отвалах Шумиловского месторождения, были встречены включения вольфрамита, шеелита, пирита, турмалина, слюды. Ниже дается краткое описание этих минералов.

Кварц. Образцы кварца из многочисленных отвалов Шумиловского месторождения чрезвычайно многообразны по цвету, текстуре, размерам кристаллов. В то же время в ранних работах (Левицкий, 1961) указывается, что жильный кварц, светло-серый или молочно-белый, крупнокристаллический, обычно трещиноватый, представлен, по-видимому, всего лишь одной генерацией. Поэтому возможно, что другие раз-

новидности кварца, находимые ныне в отвалах Шумиловки, не всегда являются по своему происхождению местными.

Нами взяты для исследования образцы кварца из карьера, расположенного в правом борту р. Шумиловки, напротив поселка. Карьер расположен метрах в 70 выше русла реки. Положение его показано на рис. 100 точкой 2905. В карьере вскрыта в коренном залегании кварц-вольфрамитовая жила юго-западного простирания, падающая на северо-запад под углом 25—30°. Жила содержит вольфрамит, касситерит, арсенопирит, микроклин. Кварц здесь светло-серый, трещиноватый, содержащий массу газово-жидких включений. Спектральный анализ его приведен в табл. 87. pH эмульсии этого кварца (6,0), по-видимому, указывает на то, что включения в нем представлены, как и в кварцах других вольфрамитовых месторождений, углекислотой.

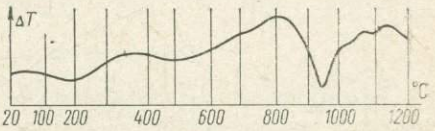


Рис. 101. Термограммы жильбертита (обр. 2905Б).

Вольфрамит. В серовато-белом, иногда желтоватом, плотном, сливном кварце вольфрамит образует удлиненные кристаллы (от 1 до 5 см), часто радиально-лучистые, иногда прожилки (до 1 см) или неправильной формы скопления. Цвет вольфрамита черный, непрозрачный. Уже на собранных из отвалов образцах видно, что вольфрамит образовался раньше жильного кварца. На кварце нередко можно видеть отпечатки граней кристаллов вольфрамита. В результате тектонических движений кристаллы вольфрамита были разрушены, раздроблены и еще позже сцементированы кварцем и сульфидами.

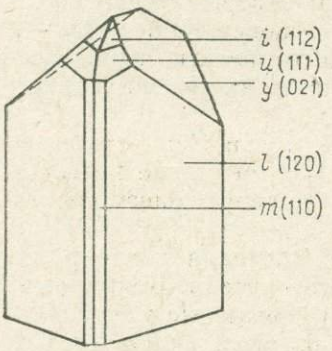


Рис. 102. Внешний вид кристаллов топаза.

Слюды. В образцах Шумиловского месторождения слюда представлена двумя разновидностями: мелкочешуйчатым серицитом и крупночешуйчатым бесцветным или желтовато-бурым жильбертитом. Серицит, как и на всех других месторождениях Забайкалья, представляет собой первичную генерацию слюды, которая образуется за счет биотита и плагиоклаза. Жильбертит образуется путем переотложения серицита. Процесс перекристаллизации и укрупнения слюды хорошо виден в шлифах, и об этом уже говорилось.

В кварц-вольфрамитовых жилах жильбертит образует слюдяные оторочки мощностью до 1 см. Слюда в этих оторочках светлая, чешуйки ее ориентированы обычно нормально к стенкам трещины. Оптические константы жильбертита ($Ng = 1{,}593 \pm 0{,}002$, $Nm = 1{,}582 \pm 0{,}002$, $2V = 44°$) соответствуют мусковиту. Термограмма его приведена на рис. 101. Содержание щелочей в этой слюде, %: Na_2O — 0,29, K_2O — 15,7, Li_2O — 0,41, Rb_2O — 1,11, Cs_2O — 0,01.

Турмалин. В одном из образцов крупнокристаллического кварца встречены вростки черного непрозрачного турмалина. В поперечнике его кристаллы достигают 0,8 см. Светопреломление турмалина: $No = 1{,}663 \pm 0{,}002$; $Ne = 1{,}636 \pm 0{,}002$; $No - Ne = 0{,}027 \pm 0{,}002$. Удельный вес, определенный при помощи весов Вестфаля, колеблется для разных зерен турмалина в пределах от 3,212 до 3,196 г/см³. Турмалин плеохроирует от темно-синего до почти черного цвета. По А. и Г. Винчеллам

(1953) этот турмалин состоит приблизительно наполовину из дравитовой и шерловой составляющих. Спектральный анализ турмалина приведен в табл. 87.

Топаз. Среди слюдяных чешуек, составляющих оторочки жил, нередко можно видеть крупные кубической формы кристаллы фиолетового флюорита размером до 3 см, дымчатый кварц и хорошо образованные кристаллы бесцветного или слегка голубоватого топаза. Размеры последних не превышают 2 см в длину. Внешний вид кристаллов топаза изображен на рис. 102. В его сложении принимают участие ромбические призмы (120), (110), (021) и ромбические дипирамиды (112), (111). Относительные размеры и степень развития граней колеблются. Светопреломление топаза: $Ng = 1{,}622 \pm 0{,}001$; $Nm = 1{,}616 \pm 0{,}001$; $Np = 1{,}613 \pm 0{,}001$; $Ng—Np = 0{,}009$.

Результаты шлихового опробования

По дороге из Шумиловки на рудник Молодежный нами были взяты несколько естественных шлихов. Схема взятия их показана на рис. 100. Ниже дается краткое описание шлихов.

Шлих 2901 взят на месте выхода на поверхность ключа, который вырывается из-под отвалов, тянущихся вдоль левого берега р. Шумиловки. Основным рудным минералом шлиха является вольфрамит. Его зерна совсем неокатанные, угловатые. В шлихе много биотита, светлой слюды и бурой слюды. Встречаются зерна шеелита и граната. Главными минералами немагнитной фракции являются кварц, полевой шпат, топаз.

Шлих 2902 взят в 1 км выше по течению, в правом борту русла, со дна родника, вырывающегося также из-под отвалов. Сравнивая этот шлих со шлихом 2901, можно видеть, что в нем содержание вольфрамита значительно меньше, чем в шлихе 2901. Основную массу шлиха составляют биотит и бурая слюда. Встречаются отдельные зерна шеелита, граната, пироксена, пирита. Немагнитную фракцию составляют кварц и полевой шпат.

Шлих 2905 взят в 1 км выше по течению от точки 2902, из левого борта распадка, впадающего в р. Шумиловку. В этом шлихе вольфрамит попадается лишь в виде отдельных зерен. Основную массу составляет биотит.

Шлих 2906 взят из правого борта левого распадка возле русла р. Шумиловки, почти со дна этого же маленького притока. Вольфрамит здесь тоже представлен отдельными зернами. Основную же массу шлиха составляют бурая слюда, биотит, кварц и розовый полевой шпат.

Шлих 2907 взят на правом берегу реки, на его склоне, среди сухого делювия.

Шлих 2908 взят в русле р. Шумиловки, возле правого борта. В обоих этих шлихах вольфрамит представлен отдельными зернами, основную же массу шлиха составляют биотит и бурая слюда.

Шлих 2909П взят из правого берега Шумиловки. Река здесь течет посреди долины шириной до 200 м. Значительную массу шлиха составляет вольфрамит. Несколько меньше количество биотита и бурой слюды. Встречаются отдельные зерна граната.

Шлих 2909Л. В нем также содержится масса окатанных зерен вольфрамита. Довольно много биотита и бурой слюды. Попадаются зерна зеленой слюды, шеелита, граната. Немагнитную фракцию, как и в других шлихах, составляют кварц и розовый полевой шпат.

Из приведенных кратких данных видно, что все шлихи содержат минералы, характерные для биотитовых гранитов.

ГЛАВА II

БОМ-ГОРХОН*

Бом-Горхонское месторождение находится в Западном Забайкалье, в 25 км к северу от ст. Ново-павловки Забайкальской железной дороги. Месторождение было открыто в 1959 г. В. И. Сизых при составлении государственной геологической карты (рис. 103). С 1961 г. месторождение разведывалось Бом-Горхонской партией Читинского геологического управления. Детальное изучение геологии, петрологии и структурных особенностей месторождения дано в трудах В. И. Сизых (1966).

С 1962 по 1968 г. по договору с Читинским геологическим управлением изучение минералогии Бом-Горхонского месторождения проводилось группой минералогов Ленинградского государственного университета под руководством автора. Ниже дается описание минералогии Бом-Горхонского месторождения по данным исследований, проведенных Л. Г. Виноградовой и К. А. Валаевой под общим руководством и при участии автора.

1. КРАТКИЙ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

На территории района, включающего Бом-Горхонское вольфрамитовое месторождение, выделяются метаморфические породы малханского кристаллического комплекса верхнепротерозойского возраста, нормально-осадочные четвертичные отложения и магматические образования.

Наиболее древними являются метаморфические породы малханского кристаллического комплекса. В пределах района они пользуются незначительным распространением и фиксируются в виде небольших по площади (2—3 км^2) тел. Породы этого комплекса представлены в основном биотитовыми кристаллическими сланцами, гнейсами и амфиболитами.

Биотитовые кристаллические сланцы и гнейсы характеризуются мелкозернистым строением, гнейсовидной, полосчатой или тонкосланцеватой текстурой. Под микроскопом видны лепидогранобластовая и бластогранитовая структуры. Минеральный состав гнейсов и сланцев почти идентичен, %: олигоклаз № 28 — 30—40, ортоклаз — 20—25, кварц — 25—30, биотит — 15—20. Акцессорные минералы — апатит, сфен, рутил. Амфиболиты — тонкозернистые породы темно-серого цвета с неясно сланцеватой, реже массивной текстурой. Минеральный состав амфиболитов: плагиоклаз (№ 50), обыкновенная роговая обманка, пироксен, акцессорные — апатит, кварц, сфен.

---

* В основе главы лежат материалы исследований, выполненных Л. Г. Виноградовой и К. А. Валаевой.

Но, как уже отмечалось, метаморфические породы в пределах района развиты незначительно и большая часть территории занята магматическими породами, представленными образованиями верхнепротерозойского, нижне- и среднепалеозойского и мезозойского тектоно-магматических циклов.

Породы верхнепротерозойского интрузивного комплекса представлены гнейсовидными гранитами и гранито-гнейсами, состоящими из

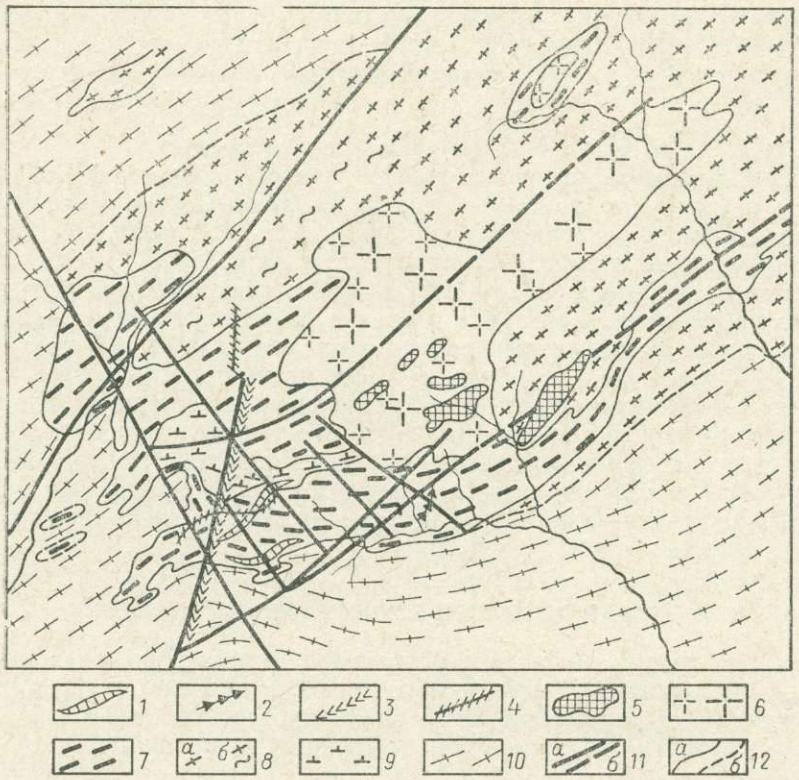


Рис. 103. Геологическая карта-схема Бом-Горхонского гранитоидного массива. Составили В. И. Сизых, В. Е. Колесников, А. Р. Корнева, М. Г. Корнев.

1 — кварц-гюбнеритовые жилы; *2* — кварцевые порфиры; *3* — диоритовые порфириты; *4* — мелко-, среднезернистые биотитсодержащие порфировидные граниты, гранит-порфиры; *5* — мелкозернистые розовые лейкократовые граниты; *6* — неравномернозернистые граниты (размер знака отражает величину зернистости); *7* — порфировидные гранитоиды; *8* — мелко-, среднезернистые биотитовые граниты (*а*), полосчатые (*б*); *9* — гранодиориты, диориты, сиенито-диориты; *10* — раннепалеозойские гнейсовидные граниты; *11* — разломы: достоверные (*а*), предполагаемые (*б*); *12* — геологические границы: достоверные (*а*), предполагаемые (*б*).

плагиоклаза (№ 25—28) — 20—25, калиевого полевого шпата (ортоклаза и микроклина) — 15—50, кварца — 20—40, биотита — до 10% и акцессорных — апатита, циркона, сфена.

Нижнепалеозойский интрузивный комплекс представлен биотит-роговообманковыми кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Кварцевые биотит-роговообманковые диориты — породы мелкозернистого строения темно-серого цвета со слабым зеленоватым оттенком. Минеральный состав, %: плагиоклаз — 50—60, амфибол-роговая обманка — 15—20, биотит — 5—10, кварц — 10—15, сфен — до1; акцессорные

минералы — циркон, апатит, ортит. Гранодиориты — породы мелко-среднезернистого строения, массивной, реже слабо гнейсовидной текстуры. Состав гранодиоритов, %: плагиоклаз — 40—50, калиевый полевой шпат — 15—30, кварц — 15—30, биотит — 7—15, акцессории — сфен, циркон, апатит.

Породы среднепалеозойского интрузивного комплекса являются наиболее распространенными на данной территории и представлены следующими фациальными разновидностями: неравномернозернистые биотитовые граниты с пегматоидными обособлениями, мелко-среднезернистые порфировидные биотитовые граниты и мелкозернистые слабо гнейсовидные биотитовые граниты. Минеральный состав всех указанных разновидностей одинаков: плагиоклаз ряда олигоклаза, калиевый полевой шпат, кварц, биотит, акцессорные минералы — апатит, циркон, рудные минералы.

Таблица 89

Ориентировка индикатрисы в микроклине порфировидных гранитов

Номер шлифа	*PNg*	*PNm*	*PNp*	$-2V$
202-1/66	16°	82°	74°	—
202-9/66	14	82	76	81°
202-4/66*	18	84	73	78

* Спайность по (010).

Бом-Горхонское месторождение генетически и пространственно связано с одноименной интрузией гранитоидов гуджирского комплекса мезозойского возраста. Считают (Сизых и др., 1966), что формирование Бом-Горхонской интрузии произошло в две фазы. Первая, наиболее ранняя, фаза представлена крупнозернистыми порфировидными биотитовыми гранитами, вторая — неравномернозернистыми лейкократовыми гранитами с пегматоидными обособлениями.

Порфировидные биотитовые граниты I фазы широко развиты по периферии массива и главным образом в его юго-западном и северо-восточном окончаниях. Макроскопически — это крупнозернистые породы светло-серого, розовато-серого цвета, иногда с линейной и гнейсовидной текстурой. Линейность обусловлена субпараллельной ориентировкой вкрапленников калиевого полевого шпата. Минеральный состав гранитов, %: кварц — 30—25, плагиоклаз — 30—40, калиевый полевой шпат — 30—50, биотит — 3—7, акцессорные минералы (сфен, апатит, магнетит) — 1—2.

Кварц образует ксеноморфные зерна с волнистым погасанием. Спектральный полуколичественный анализ показал присутствие в кварце, %: Al — 0,7, Na — 0,2, Ca — 0,07, Fe — 0,05, Mg — 0,01, Ti — 0,015, W, Zr — 0,002.

Калиевый полевой шпат представлен идиоморфными выделениями размером до 2 см. Оптическая индикатриса имеет как микроклиновую, так и ортоклазовую ориентировку. В микроклине хорошо видна микроклиновая решетчатая структура. Результаты измерения ориентировки индикатрисы в микроклине приведены в табл. 89. Спектральный полуколичественный анализ калиевого полевого шпата отметил наличие в нем следующих примесей, %: Ca — 0,7, Ba, Fe — 0,1, Sr — 0,07, Ti, Mg — 0,03, Pb — 0,003, Ga — 0,007, Mn — 0,001, Ag — 0,002, Cu — 0,0002.

Плагиоклаз образует идиоморфные выделения с размером зерен до 3 мм. Номера плагиоклаза, измеренные в иммерсионном препарате в нескольких зернах по методу Ф. Чейса (Chayes, 1952), колеблются от 9 до 20, что по составу отвечает альбит-олигоклазу. Результаты измерений ориентировки оптической индикатрисы плагиоклазов приведены в табл. 90.

Таблица 90

Ориентировка индикатрисы в плагиоклазе порфировидных гранитов

Номер шлифа	D_0Ng	D_0Nm	D_0Np
202-9/66	2°	90°	88°
202-9/66	2	90	90

Примечание. 1. Закон двойникования — альбитовый.
2. Номер плагиоклаза — 20.

Р. И. Рыжова на кафедре минералогии Ленинградского государственного университета методом пламенной фотометрии произвела определение щелочей в полевых шпатах (табл. 91). Как видно из таблицы, полевые шпаты обеднены Li, Rb, Cs.

Таблица 91

Результаты определения щелочей в полевых шпатах порфировидных гранитов, вес. %

Номер образца	Минерал	Na_2O	K_2O	Li_2O	Rb_2O	Cs_2O
130П	Плагиоклаз	8,4	1,9	0,001	0,0014	0,00017
130М	Микроклин	3,2	10,7	0,0012	0,066	0,0008

Единственным темноцветным минералом описываемых гранитов является биотит. Он образует чешуйки темно-бурого цвета, плеохроирующие от темно-бурого цвета по Ng до светло-коричневого по Np. Полуколичественный спектральный анализ показал присутствие в биотите следующих примесей, %: Ti — 0,7, Mn — 0,2, Na — 0,3, V — 0,01, Zn — 0,05, Ba — 0,01, Ga — 0,005, Nb — 0,001, Zr — 0,007, Co — 0,002, Be, Sn, Cu, Ag, Y — 0,0002—0,0007. Оптические константы биотита, измеренные в иммерсионном препарате: $Nm = 1{,}637 \pm 0{,}001$; $2V = 0°$. Акцессорные минералы гранитов I фазы представлены сфеном, магнетитом, апатитом.

Отличительной чертой гранитов I фазы Бом-Горхонского массива является присутствие большого количества ксенолитов кристаллических сланцев, в различной степени переработанных. При движении к центру интрузии количество и размеры ксенолитов уменьшаются, и вместе с тем увеличивается степень их переработки.

Породы II фазы, лейкократовые граниты, имеют средне-крупнозернистое сложение и гипидиоморфнозернистую структуру. Минеральный состав лейкократовых гранитов, %: кварц — 34, плагиоклаз — 28, калиевый полевой шпат — 36, биотит — 1,2, акцессорные (апатит, сфен, циркон, магнетит) — 0,8. Плагиоклаз образует идиоморфные выделения с характерными полисинтетическими альбитовыми двойниками. Определе-

ние номера, произведенное в шлифах по максимальному углу погасания в зоне, перпендикулярной к (010), показало, что плагиоклаз в лейкократовых гранитах представлен альбитом (№ 8—10) и олигоклазом (№ 20—24). Плагиоклаз серицитизирован и иногда довольно интенсивно. Калиевый полевой шпат представлен ксеноморфными выделениями микроклина и ортоклаза. Кварц образует ксеноморфные зерна с волнистым погасанием. Полуколичественный спектральный анализ обнаружил наличие в нем следующих микропримесей, %: Al — 1, Ca, Na — 0,3, Fe — 0,07, Mg — 0,03, Ti — 0,01, Zr — 0,005, Mn — 0,001, Pb, Ga, Cu, Ag — 0,0002—0,0005. Биотит в гранитах II фазы наблюдается в виде коричневато-бурых чешуек с отчетливо выраженным плеохроизмом. Показатель преломления биотита и угол $2V$, измеренные в иммерсионном препарате, оказались равными: $Nm = 1{,}634 \pm 0{,}001$; $2V = 0—8°$.

Таблица 92

Содержание вольфрама в биотитах гранитов гуджирского комплекса Западного Забайкалья

Фация	Содержание вольфрама, г/т		Число проб
	$\bar{x}$	интервал колебаний	
Биотитовые порфировидные граниты	0,9	0,9—1,0	7
Мелкозернистые порфировидные граниты	1,4	0,8—5,2	19
Среднезернистые лейкократовые граниты	1,7	0,9—5,0	5

В табл. 92 приведены средние содержания вольфрама в биотитах гранитов гуджирского комплекса Западного Забайкалья, по данным Е. М. Шеремет, Г. С. Гормашева, В. А. Легейдо (1973).

Особенностью гранитов II фазы является наличие «миароловых» пустот, в которых находятся полуограненные кристаллы кварца, пирита, молибденита.

Довольно широким распространением в пределах Бом-Горхонской интрузии пользуются, кроме того, породы дайковой фации, представленные мелко-, среднезернистыми лейкократовыми гранитами, гранит-аплитами, диоритовыми порфиритами.

На месторождении отчетливо выделяется два типа оруденения: вольфрамовое и молибденовое, разобщенные в пространстве, а возможно, и во времени. Вольфрамовое оруденение развито главным образом в юго-западной части массива и связано с биотитовыми порфировидными гранитами I фазы. Рудные тела представлены кварц-гюбнеритовыми жилами, протягивающимися в северо-восточном направлении с падением на юго-восток под углами 20—30°, на расстояние от 70 до 100 м. Мощность кварцевых жил колеблется от десятков сантиметров до 2—3 м. Молибденовое оруденение развито в северо-восточной части массива и локализуется в лейкократовых гранитах II фазы. Рудные тела представлены здесь сетью тонких кварц-молибденитовых прожилков.

2. МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ГРЕЙЗЕНОВ ЮГО-ЗАПАДНОГО УЧАСТКА

На юго-западном участке грейзеновые образования представлены двумя типами: А — околожильными грейзенами, Б — грейзеновыми телами, не сопровождающимися кварцевожильным выполнением.

Тип А. Околожильные грейзены

Околожильные грейзены представляют собой оторочки вдоль зальбандов кварц-вольфрамитовых жил. Мощность грейзеновых оторочек по простиранию жилы не выдерживается постоянной, она варьирует от нескольких сантиметров до 1 м в раздувах (орт 18); чаще всего мощность грейзеновых оторочек составляет 20—30 см. Такие колебания мощности оторочек, по всей вероятности, связаны с различной степенью трещиноватости отдельных участков вмещающего гранита.

Околожильные грейзены — светлая порода зеленовато-серого цвета, массивной текстуры. Изменение порфировидного биотитового гранита I фазы проявляется в его осветлении и приобретении зеленовато-серой окраски. В околожильном разрезе в наиболее общем случае выделяются следующие зоны: 1) неизмененный гранит; 2) грейзенизированный гранит; 3) кварц-мусковитовый грейзен; 4) мусковитовый грейзен.

Обычно процесс околожильной грейзенизации заканчивается кварц-мусковитовым грейзеном, значительно реже — мусковитовым грейзеном с оторочкой крупночешуйчатого мусковита. В редких случаях на контакте с жилой имеется лишь слабо грейзенизированный гранит.

Ниже приводится петрографическая характеристика околожильных грейзенов, образующихся: 1) по биотитовым порфировидным гранитам I фазы; 2) по лейкократовым гранитам II фазы; 3) по гранодиоритам; 4) по кристаллическим сланцам; 5) по биотитовым сланцам.

А-1. Грейзен по гранитам I фазы. Для изучения грйзенизации околожильных пород под микроскопом материал отбирался по разрезам вкрест простирания жилы, начиная от жильных выполнений и кончая неизмененными гранитами. По гранитам I фазы был изучен околожильный разрез в количестве 9 шлифов, взятых в штольне 1, точке 202 (забой 183 м).

Макроскопически порфировидные биотитовые граниты I фазы представляют собой крупнозернистую породу розовато-серого цвета. Структура гранита порфировидная с гипидиоморфнозернистой структурой основной массы. Минеральный состав гранита, %: калиевый полевой шпат — 33,8 (представлен микроклином и реже ортоклазом), кварц — 30, плагиоклаз — 32,5, биотит — 3, акцессорные минералы (сфен, апатит, магнетит) — 0,7.

Грейзенизированный гранит представляет собой среднезернистую породу зеленовато-серого цвета со слабым розоватым оттенком. В описываемой породе порфировидная структура исходного гранита по мере приближения к жиле постепенно исчезает и сменяется гранобластовой. В ходе грейзенизации соответственно изменяется и минеральный состав исходной породы. При образовании грейзенизированных гранитов количество кварца непрерывно возрастает, а содержание калиевого полевого шпата уменьшается, соответственно возрастает содержание мусковита. Микроскопическое изучение грейзенизированных гранитов показало, что в процессе грейзенизации плагиоклаз начинает изменяться первым, это изменение заключается в серицитизации, причем серицитизация плагиоклаза идет очень неравномерно. Возле жил процесс серицитизации проявляется наиболее интенсивно, что выражается в появлении псевдоморфоз серицита по плагиоклазу (рис. 104).

В процессе серицитизации плагиоклаза наблюдается процесс обособления альбита по краям зерен олигоклаза в виде белой узкой полоски (рис. 105). Наблюдается также замещение плагиоклаза калиевым полевым шпатом. При серицитизации плагиоклаза происходит высво-



Рис. 104. Псевдоморфозы серицита по плагиоклазу.
Шлиф 202-6/66, с анализатором, увеличение 41.

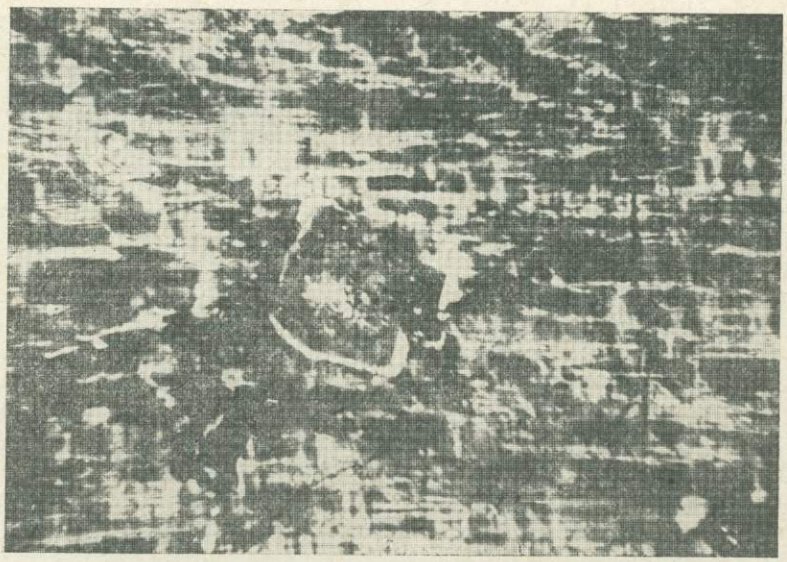


Рис. 105. Обособление альбита по краям зерен олигоклаза в виде белой каемки.
Шлиф 202-7/66, с анализатором, увеличение 41.

бождение кальция, который в зависимости от состава грейзенизирующих растворов может образовывать флюорит, апатит или кальцит.

Калиевый полевой шпат представлен ксеноморфными зернами микроклина, у которого отчетливо проявлена решетчатая структура. Зерна микроклина возле жил переполнены газово-жидкими включениями, из-за чего он кажется бурым, непрозрачным. Отмечается замещение калиевого полевого шпата кварцем (рис. 106), этот процесс наиболее отчетливо проявляется также вблизи жилы. Характерен и процесс альбитизации микроклина (рис. 107).

Биотит наблюдается в виде реликтов. По биотиту в процессе грейзенизации интенсивно развиваются хлорит и мусковит. Грейзенизированные граниты по направлению к жиле сменяются кварц-мусковитовым грейзеном, который является продуктом еще более глубокой переработки биотитовых гранитов I фазы. Макроскопически они представляют собой мелко-среднезернистую породу зеленовато-серого цвета, состоящую главным образом из кварца и мусковита. В отдельных участках кварц-мусковитовые грейзены постепенно сменяются чисто мусковитовыми.

А-2. Грейзен по лейкократовым гранитам II фазы. Лейкократовые граниты представляют собой средне-равномернозернистую породу светло-серого цвета. Структура гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав гранитов, %: кварц — 34, плагиоклаз — 28, калиевый полевой шпат представлен микроклином и ортоклазом — 36, биотит — 1,2, акцессорные (апатит, циркон, сфен, рудный минерал) — 0,8. По мере развития процесса грейзенизации лейкократовый гранит сменяется кварц-мусковитовым грейзеном с очень высоким содержанием кварца (до 70%).

Кварц-мусковитовый грейзен представляет собой плотную среднезернистую породу зеленовато-серого цвета. Зеленый цвет породе придает слюда. Грейзен обогащен пиритом. Наблюдаемая мощность грейзеновых образований достигает 80 см. Микроскопическое изучение кварц-мусковитового грейзена показало, что порода состоит из кварца (преобладающий минерал), мусковита, калиевого полевого шпата, флюорита, апатита; из акцессорных минералов — рудный и псевдоморфозы лимонита по пириту. Для этих грейзенов характерна гранобластовая структура.

Кварц в описываемой породе наблюдается в виде сравнительно крупных изометрических зерен с волнистым угасанием и мелких более идиоморфных зерен. Кварц находится в тесном срастании со слюдой. Калиевый полевой шпат в грейзене образует большие изометрические зерна в тесном срастании с кварцем и слюдой. Микроклиновая решетка у калиевого полевого шпата отсутствует. В очень малом количестве присутствует в грейзене апатит в виде мелких рассеянных зерен и флюорит.

А-3. Грейзен по гранодиоритам. Гранодиориты представляют собой средне-равномернозернистую породу серого, розовато-серого цвета. Структура гранодиорита гипидиоморфнозернистая, переходящая в процессе грейзенизации в гранобластовую. Реже отмечается порфировидная структура, где порфировые вкрапленники представлены калиевым полевым шпатом. Минеральный состав: кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, биотит, акцессорные — сфен, апатит. Калиевый полевой шпат в гранодиорите представлен микроклином и реже ортоклазом. В шлифах зерна микроклина имеют ксеноморфную форму, нередко с микроклиновой решетчатой структурой. В процессе грейзенизации происходит замещение микроклина кварцем или переполнение его газово-жидкими включениями. Плагиоклаз, представленный альбитом (№ 6—8)

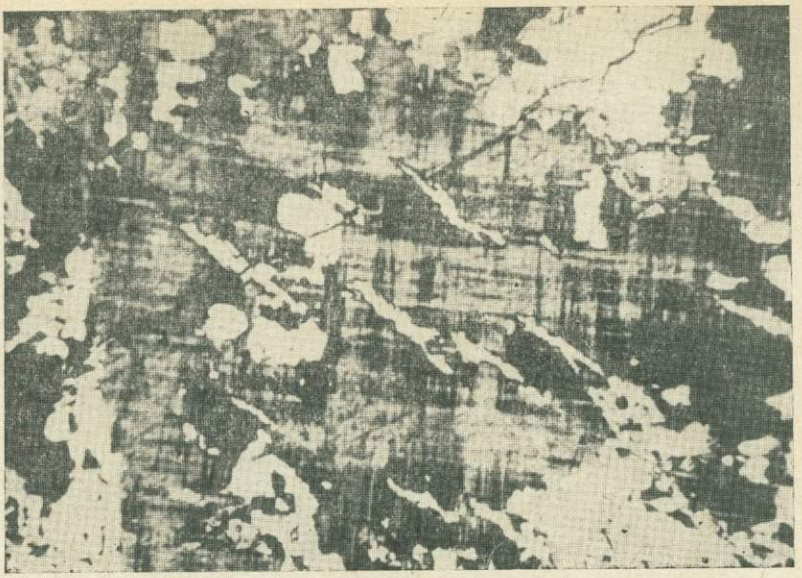


Рис. 106. Замещение микроклина кварцем.
Шлиф 202-2/66, с анализатором, увеличение 41.

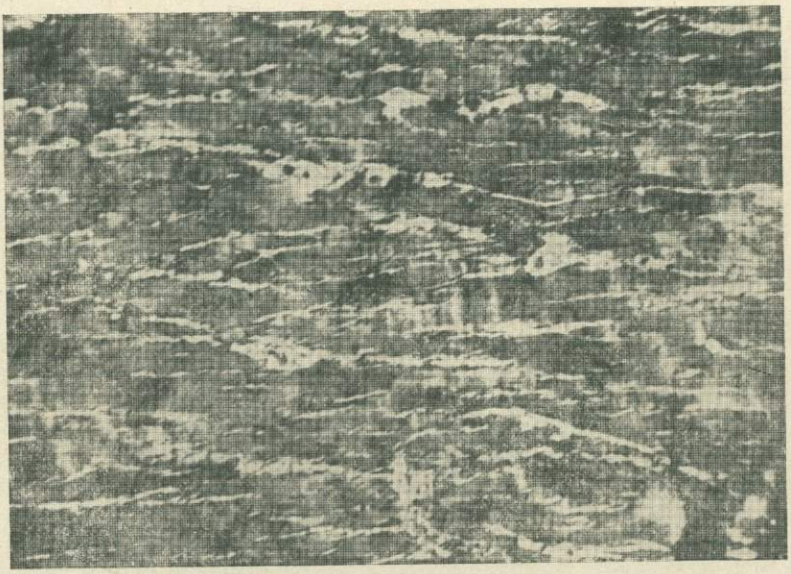


Рис. 107. Альбитовые вростки в калиевом полевом шпате.
Шлиф 202-7/66, с анализатором, увеличение 41.

и олигоклазом (№ 23—26), в процессе грейзенизации серицитизируется, причем серицитизации подвергается лишь олигоклаз, зерна альбита не изменяются. Кроме этого процесса при грейзенизации наблюдается процесс обособления альбита вокруг зерен олигоклаза в виде белой узкой каемки. Отчетливо проявлено замещение плагиоклаза микроклином.

Кварц представлен ксеноморфными зернами различной величины с волнистым угасанием. В грейзене кварц находится в тесном срастании с «мусковитом». Биотит в виде таблитчатых зерен неправильной формы в процессе грейзенизации изменяется, эти изменения заключа-



Рис. 108. Псевдоморфоза биотита по мусковиту.
Шлиф 202-4/66, без анализатора, увеличение 41.

ются в образовании по нему зеленого хлорита и мусковита. Сам кварц-мусковитовый грейзен по гранодиориту представляет собой средне-равномернозернистую породу светло-серого цвета, состоящую из серого кварца и мелкочешуйчатого мусковита. При микроскопическом изучении грейзена отмечается апатит, флюорит, а из рудных — пирит в значительном количестве. Для грейзена характерна гранобластовая структура. В шлифах отчетливо видна перекристаллизация и укрупнение мелкочешуйчатого «мусковита».

А-4. Грейзен по кристаллическим сланцам. Кристаллические сланцы макроскопически представляют собой среднезернистую породу темно-серого цвета с отчетливо выраженной слоистой текстурой. Структура кристаллических сланцев лепидогранобластовая. Состав их довольно однообразен — это существенно плагиоклазовые породы с подчиненным количеством кварца и биотита. Плагиоклаз здесь представлен альбитом, олигоклазом и андезином. Для плагиоклазов очень характерны полисинтетические двойники. В процессе грейзенизации плагиоклаз изменяется, это изменение заключается главным образом в его серицитизации. Кварц в шлифах — в виде ксеноморфных зерен с волнистым угасанием. Нередко можно наблюдать, как мелкие идиоморфные зерна кварца заключены в более крупных зернах кварца.

Биотит в кристаллических сланцах представлен удлиненными чешуйками бурого цвета. В нем можно наблюдать многочисленные вростки апатита. В процессе грейзенизации биотит замещается хлоритом и мусковитом. Из акцессорных минералов кроме апатита следует отметить сфен, который встречается в виде хорошо ограненных ромбовидных кристаллов, иногда также включенных в биотит.

Кварц-мусковитовый грейзен по кристаллическим сланцам представляет собой плотную средне-равномернозернистую породу серого цвета с зеленоватым оттенком. Для грейзена характерна гранобластовая структура. Минеральный состав грейзена: мусковит, кварц, реликтовый калиевый полевой шпат, флюорит, пирит. В грейзене наблюдается перекристаллизация мелкочешуйчатого мусковита с образованием более крупных пластинок. Мусковит находится в тесном срастании с кварцем и нередко с пиритом.

Кварц-мусковитовый грейзен по кристаллическим сланцам обогащен пиритом и флюоритом. Пирит — в виде мелких зерен изометрической и кубической формы. Флюорит наблюдается лишь в виде мелких рассеянных вкрапленников.

А-5. Грейзен по биотитовым сланцам. Биотитовые сланцы слагают небольшие ксенолиты изометрической формы в порфировидных биотитовых гранитах I фазы. В процессе переработки их постмагматическими растворами они полностью замещаются кварц-мусковитовым грейзеном (рис. 108). Макроскопически биотитовые сланцы представляют собой средне-равномернозернистую породу темно-бурого цвета, состоящую главным образом из биотита, в подчиненном количестве присутствуют кварц, плагиоклаз и амфибол, представленный обыкновенной роговой обманкой.

Кварц-мусковитовый грейзен, образующийся по ксенолитам биотитовых сланцев, представляет собой мелко-равномернозернистую породу светло-серого цвета со слабым зеленоватым оттенком. Минеральный состав грейзена, %: мусковит — 80, кварц — 17, флюорит и пирит — 3. Светлая слюда мусковит в описываемом грейзене наблюдается в виде двух разновидностей: 1) мелкочешуйчатая разновидность; 2) крупные чешуйки жильбертита. В шлифе отчетливо видна перекристаллизация и укрупнение зерен слюды. Флюорит и пирит присутствуют в виде редкой рассеянной вкрапленности.

Тип Б. Грейзеновые тела с высокой степенью сегрегации составляющих их минералов

К этому типу можно отнести грейзен, наблюдаемый в штольне 1 (244—251,7 м). Грейзеновое тело представляет собой раздув размером 4,0×0,7 м, связанный с трещиной, азимут падения которой 148°, угол падения 14°. В грейзене выделяется две зоны: 1) внутренняя и 2) внешняя.

1. Грейзен, слагающий внутреннюю зону, представляет собой породу светло-зеленого цвета пористой текстуры с размером пустот до 1,5×0,5 см. Стенки этих пустот выстланы агрегатами идиоморфных прозрачных чешуек светлой слюды мусковита.

2. Грейзен, слагающий внешнюю зону, представляет собой породу зеленовато-серого цвета, состоящую из мелкочешуйчатого мусковита и серого сливного кварца.

Переход от грейзена в сторону неизмененных гранитов постепенный. В общем картина процесса грейзенизации на этом участке аналогична той, которую мы наблюдаем возле кварцево-вольфрамитовых жил. Здесь интенсивно проявлены процессы замещения микроклина квар-

цем, а также перекристаллизация и укрупнение слюды. Минеральный состав «пористого» грейзена отличается большим разнообразием минеральных видов. Основной минерал грейзена — зеленый мелкочешуйчатый «мусковит», кроме мусковита в нем отмечаются: кварц нескольких разновидностей — светло-серый с желтоватым оттенком, темно-серый, дымчатый и черный; чернильно-синий флюорит, который представлен единичными ксеноморфными зернами и гнездообразными скоплениями, а также идиоморфными кристаллами изометрического габитуса с большим количеством простых форм; апатит в виде короткостолбчатых кристаллов гексагонального габитуса; кальцит; из рудных минералов — пирит в виде единичных ксеноморфных зерен и кристаллов кубического габитуса. Вторым по распространению после пирита является висмутин серебристо-серого цвета, который отмечается в виде пластинчатых выделений. Последние приурочены, как правило, к линзовидным обособлениям крупнокристаллического кварца светло-серого цвета. Далее по распространенности следует вольфрамит, который встречается в виде пластинчатых образований неправильной формы. Цвет вольфрамита буровато-коричневый до черного. Встречены и гнездообразные скопления вольфрамита, но они чаще бывают приурочены к прожилковым и линзовидным обособлениям кварца. По вольфрамиту развивается шеелит. При изучении тяжелой фракции грейзена из нее были выделены сфен, ильменит, магнетит.

МИНЕРАЛОГИЯ ЖИЛЬНЫХ И ГРЕЙЗЕНОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОГО УЧАСТКА

Кварц

Кварц — самый распространенный минерал на месторождении, он является одним из главных минералов кварц-мусковитовых грейзенов, слагает жилы и прожилки. В грейзенах кварц чаще всего представлен ксеноморфными зернами светло-серого цвета, в отдельных же участках (пористых грейзенах) — идиоморфными кристаллами от темно-серого до черного цвета размером 3—4 см. Распределение кварца в грейзеновых телах крайне неравномерное. Встречаются участки, совершенно лишенные кварца, собственно слюдит, а также зоны, где содержание кварца достигает 80%.

При микроскопическом исследовании в грейзенах было установлено две разновидности кварца. Первая разновидность, по всей вероятности, — первичный магматический кварц, представленный редкими, сравнительно крупными изометрическими зернами с волнистым угасанием. Вторая разновидность — это новообразованный кварц, представленный мелкими, более идиоморфными зернами.

В жилах имеется кварц трех генераций. Кварц первой генерации — темно-серый, с жирным блеском. Он состоит из тесно сросшихся друг с другом кристаллов. Иногда эти кристаллы имеют правильную огранку. Видно, что этот кварц был раздроблен и позднее регенерирован, при этом головки кристаллов стали морионоподобными. Кварц второй генерации — молочно-белый, желтоватый. Он образует иногда большие кристаллы (до 6×1,5 см.) В этом кварце часто встречаются ящичные структуры выщелачивания. Кварц часто покрыт гидроокислами железа и присыпками серицита. Он также раздроблен и несет на себе следы регенерации. Вольфрамит приурочен как к серому кварцу первой генерации, так и к молочно-белому кварцу. Кварц третьей генерации представляет собой мелкие прозрачные кристаллики небольших размеров (до 0,5 см). Они обычно покрывают стенки полостей выщелачивания.

Вольфрамит

Наиболее распространенным из рудных минералов на месторождении является вольфрамит. Главная масса вольфрамита находится в кварцевых жилах. Очень незначительное его количество было встречено в маломощных прожилках, сложенных темно-серым кварцем с флюоритом, микроклином. В пористых слюдяных грейзенах были обнаружены единичные находки вольфрамита в виде пластинчатых образований размером приблизительно 3×1 см. Здесь вольфрамит чаще всего бывает приурочен к линзовидным обособлениям крупнокристаллического темного кварца. В околожильных кварц-слюдяных грейзенах выделений вольфрамита встречено не было.

В жилах вольфрамит образует беспорядочно расположенные гнездообразные скопления размером от нескольких сантиметров до 20—30 см. Облик кристаллов таблитчатый. Длина отдельных индивидов достигает 10 см при толщине 1—2 см. Лишь изредка можно наблюдать некоторую приуроченность наименее деформированных кристаллов гюбнерита к зальбандам жил.

Цвет вольфрамита буроватый, на свежих плоскостях сколов имеет красноватый оттенок. В полированных шлифах у него серый цвет. Внутренние рефлексы яркие, бордово-красные. Отражательная способность близка к таковой у сфалерита и равна 14% в желтом свете. Иногда кристаллы вольфрамита раздроблены, отдельные участки кристаллов смещены и сцементированы крупнокристаллическим белым кварцем. Тонкие прожилки (мощностью около 0,5 мм), выполненные мелкочешуйчатой слюдкой, также изредка секут кристаллы гюбнерита.

Химические анализы вольфрамитов были выполнены в лаборатории кафедры минералогии ЛГУ и в центральной химической лаборатории СЗТГУ. Как показало химическое изучение (Барабанов, 1972), Бом-Горхонские вольфрамиты представлены гюбнеритом, но и здесь состав их колеблется в пределах от 74 до 95% $MnWO_4$, будучи явно связанным с составом вмещающих жилы пород (табл. 93). Результаты измерения удельного веса пикнометрическим методом приведены также в табл. 93. Как известно (Барабанов, 1960б), удельный вес вольфрамита является функцией его состава. Полученные значения удельных весов для бом-горхонских вольфрамитов довольно хорошо согласуются с вышеуказанными данными. В 20 других образцах бом-горхонских гюбнеритов было повторно определено содержание Ta_2O_5 и Nb_2O_5. Результаты определения (табл. 93 и 94) показали, что все исследуемые гюбнериты обеднены ниобием и танталом: содержание Nb_2O_5 колеблется в пределах 0,001—0,220, Ta_2O_5 — 0,001—0,017%. В трех образцах гюбнерита было определено содержание скандия. Оно оказалось равным, %: обр. 2608П/62 — 0,0020, обр. 2603Д/62 — 0,0007, обр. 2609М/62 — 0,0005.

Рентгеновское изучение гюбнеритов было произведено в лаборатории ВСЕГЕИ Т. А. Соседко. Результаты определения параметров элементарной ячейки бом-горхонских гюбнеритов в сравнении с литературными данными (Strunz, 1970) представлены в табл. 95. Прослеживается прямая зависимость между содержанием $MnWO_4$ и величинами параметров a, b и c, что находится в соответствии с размерами ионных радиусов Fe^{2+} ($0{,}82 \cdot 10^{-4}$ мкм) и Mn^{2+} ($0{,}91 \cdot 10^{-4}$ мкм). Данные, полученные для бом-горхонских гюбнеритов, подтверждают эту зависимость. Спектральный полуколичественный анализ обнаружил наличие в гюбнерите Si, Zn — в десятых долях процента; Nb, Al, Mg, Ca, Ti — в сотых долях процента и незначительных количеств Ta, Sc, Sn, Bi, Cu, Pb.

Химический анализ

Номер образца	Место взятия образца	WO_3	Nb_2O_5	Ta_2O_5	TiO_2	SiO_2	Al_2O_3
1	2	3	4	5	6	7	8
137Л	К. 1723, кварцевый прожилок . . .	76,41	0,021	0,002	0,068	0,30	0,10
18А	К. 467, штокверк СВ участка . . .	76,85	0,205	0,014	0,083	0,10	0,09
201А	Шт. 1, 154 м, жила № 9	77,12	0,008	0,002	0,008	0,08	0,05
217Н	Шт. 1, 294 м, жила № 5	76,99	0,010	0,002	0,005	0,10	0,04
209Е	Штр. 2/1, 9 м, прожилок с околожильной грейзенизацией	76,41	0,015	0,002	0,012	0,12	0,09
2605/62	К. без номера	75,60	0,064	Сл.	—	—	—
155Я	Тр. 4, кварцевый прожилок	76,93	0,056	0,003	Н. о.	0,10	Н. о.
210н/к	Шт. 1, 245 м, грейзеновая зона . .	75,57	Н. о.	Н. о.	0,014	0,02	0,06
252К	К. 1944, жила № 14	75,78	0,013	0,002	0,004	0,42	0,08
640/63	К. 17, жила № 12	76,49	0,014	0,002	0,014	0,12	0,07
155М	Тр. 4, грейзеновая зона	77,30	0,032	0,002	0,018	0,02	0,06
128В	К. 574, жила	76,85	0,039	0,002	Н. о.	0,14	Нет
209И	Штр. 2/1, 10 м, прожилок с околожильной грейзенизацией	77,00	0,034	0,002	—	0,10	Нет
155Б	Тр. 4, кварцевая линза в грейзене	77,16	0,087	0,017	Н. о.	0,04	Н. о.
256А	К. 47, жила № 15	76,40	0,082	0,004	0,005	0,02	0,03
214А	Штр. 2/1, 432 м, прожилок с околожильной грейзенизацией	76,00	0,033	0,003	Н. о.	0,02	Нет
125Р	Ш. 12, жила № 1	76,89	0,014	0,002	Н. о.	0,12	Н. о.
221М	Жила № 1, штр. 2/1, 556 м	76,36	0,015	0,002	0,009	0,14	0,07
214И	Жила № 1, штр. 2/1, 432 м	77,04	0,019	0,001	Н. о.	0,02	Нет
211Б	Жила № 1, штр. 2/1, 465 м	77,20	0,016	0,002	0,012	0,08	0,05
135А	Жила № 1, к. 1929	76,75	0,016	0,002	Н. о.	0,12	Н. о.
211А	Жила № 1, штр. 2/1, 465 м	77,03	0,037	0,006	Н. о.	0,10	Нет
120А	Жила № 1, к. 6	77,23	0,012	0,001	Н. о.	Н. о.	Н. о.
1815	Жила № 1, к. 1815	77,01	0,023	0,002	0,010	0,12	0,06
204Я	Жила № 1, штр. 2/1, 5 м	76,90	0,048	0,01	Н. о.	—	Н, о.
115А	Жила № 1, к. без номера	77,01	0,026	0,002	Н. о.	0,04	Н. о.

Гюбнерит на месторождении является одним из ранних минералов. Он корродируется сфалеритом, пиритом, козалитом. Последний нередко по трещинкам проникает в гюбнерит. В редких случаях идиоморфные мелкие кристаллики пирита включены в гюбнерит. Но основная же масса пирита выделилась позже гюбнерита. По краям, по трещинкам, идущим поперек удлинения или образующим беспорядочно ветвящуюся сеть, гюбнерит замещается шеелитом. Процесс шеелитизации гюбнерита является поздним, происходящим после кристаллизации основной массы сульфидов и кварца. Иногда вокруг пластинчатых выделений гюбнерита наблюдаются оторочки мощностью 5—7 мм, состоящие из крупночешуйчатой зеленой слюдки.

вольфрамита, вес. %

FeO	MnO	MgO	CaO	Сумма	$MnWO_4$	D_4^t/V	Формула
9	10	11	12	13	14	15	16
5,52	17,57	0,19	0,27	100,45	74	—	$(Fe_{0,23}Mn_{0,74}Mg_{0,01}Ca_{0,01})_{1,00}(W_{0,98}Si_{0,02})_{1,00}O_4$
3,57	19,05	0,04	0,15	99,92	80	—	$(Fe_{0,19}Mn_{0,80})_{0,99}(W_{0,99}Si_{0,01})_{1,00}O_4$
1,35	20,90	0,12	0,69	100,33	89	—	$(Fe_{0,06}Mn_{0,89}Ca_{0,04}Mg_{0,01})_{1,00}W_{1,00}O_4 + 0,002\,SiO_2$
1,30	21,33	0,14	0,09	100,01	91	—	$(Fe_{0,05}Mn_{0,91}Mg_{0,01})_{0,97}W_{1,00}O_4 + 0,002\,SiO_2$
1,02	21,47	0,04	0,19	99,37	92	—	$(Fe_{0,04}Mn_{0,92}Ca_{0,01}Al_{0,01})_{0,98}W_{1,00}O_4 + 0,003\,SiO_2$
2,19	21,53	0,33	Н. о.	99,76	92	—	$(Fe_{0,09}Mn_{0,92}Mg_{0,02})_{1,03}W_{1,00}O_4$
1,61	21,81	Н. о.	Н. о.	100,51	93	—	$(Fe_{0,07}Mn_{0,93})_{1,00}W_{1,00}O_4 + 0,003\,SiO_2$
1,68	21,68	0,08	0,41	99,51	93	—	$(Fe_{0,07}Mn_{0,93}Mg_{0,01}Ca_{0,02})_{1,03}W_{1,00}O_4$
1,42	21,87	0,16	0,04	99,78	93	—	$(Fe_{0,06}Mn_{0,93}Mg_{0,01})_{1,00}(W_{0,98}Si_{0,02})_{1,00}O^4$
1,03	21,93	0,09	0,21	99,96	93	—	$(Fe_{0,04}Mn_{0,93}Mg_{0,01}Ca_{0,01}Al_{0,01})_{1,00}(W_{0,98}Si_{0,01})_{0,99}O_4$
1,10	21,96	0,01	Н. о.	100,50	93	—	$(Fe_{0,05}Mn_{0,93})_{0,98}W_{1,00}O_4$
1,12	22,08	Нет	Нет	100,23	94	—	$(Fe_{0,05}Mn_{0,94})_{0,99}W_{1,00}O_4 + 0,003\,SiO_2$
1,00	22,34	Н. о.	Н. о.	100,47	95	—	$(Fe_{0,04}Mn_{0,95})_{0,99}W_{1,00}O_4 + 0,002\,SiO_2$
1,03	22,34	Н. о.	Н. о.	100,68	94	—	$(Fe_{0,05}Mn_{0,94})_{0,99}W_{1,00}O_4$
0,58	22,50	0,11	0,03	99,75	96	—	$(Fe_{0,02}Mn_{0,96}Mg_{0,01})_{0,99}W_{1,00}O_4$
0,72	22,87	Нет	0,10	99,75	97	—	$(Fe_{0,03}Mn_{0,97}Ca_{0,01})_{1,01}W_{1,00}O_4$
1,80	20,04	0,66	0,48	100,01	83	7,17	$(Fe_{0,07}Mn_{0,83}Mg_{0,05}Ca_{0,02})_{0,97}(W_{0,97}Si_{0,01})_{0,98}O_4$
2,00	20,65	0,11	0,02	99,38	89	—	$(Fe_{0,08}Mn_{0,89}Mg_{0,01})_{0,98}W_{1,00}O_4 + 0,003\,SiO_2$
2,26	20,92	Нет	Нет	100,26	89	—	$(Fe_{0,09}Mn_{0,89})_{0,98}W_{1,00}O_4$
2,20	20,77	0,06	0,07	100,46	88	—	$(Fe_{0,09}Mn_{0,88})_{0,97}W_{1,00}O_4$
2,16	21,01	0,13	0,24	100,43	89	7,15	$(Fe_{0,09}Mn_{0,89}Mg_{0,01}Ca_{0,01})_{1,00}(W_{0,99}Si_{0,01})_{1,00}O_4$
2,05	21,37	Н. о.	Н. о.	100,60	91	—	$(Fe_{0,09}Mn_{0,91})_{1,00}W_{1,00}O_4 + 0,005\,SiO_2$
1,69	21,72	Н. о	Н. о.	100,65	92	—	$(Fe_{0,07}Mn_{0,92})_{0,99}W_{1,00}O_4$
1,15	21,91	0,04	0,10	100,42	93	—	$(Fe_{0,05}Mn_{0,93})_{0,98}W_{1,00}O_4 + 0,003\,SiO_2$
1,55	21,72	Н. о.	Н. о.	100,22	93	7,11	$(Fe_{0,06}Mn_{0,93})_{0,99}W_{1,00}O_4$
1,21	22,34	Н. о.	Н. о.	100,63	95	—	$(Fe_{0,05}Mn_{0,95})_{1,00}W_{1,00}O_4$

Мусковит

Мусковит наряду с кварцем и гюбнеритом — довольно распространенный на месторождении минерал. Он является основной составной частью околожильных грейзенов, пористых грейзенов, слагает оторочки жил и прожилков и в меньшем количестве встречается в самих кварцевых жилах.

По морфологическим и генетическим признакам были выделены следующие разновидности слюд: 1) зеленая слюда из пористых грейзенов, нередко в виде хорошо окристаллизованных гексагональных пластинок, в ассоциации с флюоритом, темным кварцем, пиритом, апатитом;

2) мелкочешуйчатая серебристо-белая слюдка из околожильного кварц-слюдяного грейзена; 3) крупночешуйчатая зеленая слюда из зальбандовых частей жил и прожилков; 4) мелкочешуйчатая зеленая слюда из кварцевых жил.

Таблица 94

Содержание тантала и ниобия в вольфрамите

Номер образца	Ta_2O_5	Nb_2O_5
640/63	0,002	0,150
641/63	0,002	0,020
642/63	0,002	0,024
643/63	0,002	0,017
644/63	0,002	0,036
645/63	0,004	0,075
646/63	0,002	0,035
647/63	0,002	0,058
648/63	0,002	0,014
649/63	0,002	0,066
650/63	0,002	0,079
652/63	0,002	0,130
653/63	0,002	0,010
654/63	0,002	0,034
655/63	0,002	0,060
656/63	0,002	0,084
657/63	0,002	0,220
2605Д/62	0,001	0,021
2609М/62	0,004	0,033
2608П/62	0,003	0,092

Таблица 95

Результаты рентгеновского изучения гюбнерита

Номер образца	$MnWO_4$, %	*a*	*b*	*c*	ρ
204Я	93	4,820	5,756	4,986	90°52′
125Р	89,5	4,811	5,743	4,978	90 44
8А	80,5	4,805	5,733	4,977	90 36
Данные H. Strunz (1970)	—	4,85	5,77	4,98	90 53

В центральной химической лаборатории СЗТГУ и на кафедре минералогии ЛГУ аналитиком Р. И. Рыжовой были выполнены химические анализы указанных разновидностей слюд. Результаты анализов представлены в табл. 96. На основании данных таблицы состав мусковитов может быть выражен следующими формулами.

1. Мусковит из околожильного кварц-слюдяного грейзена:

$$(K_{0,86}Na_{0,05}Ca_{0,05})_{0,96}(Mg_{0,20}\ F^{2+}_{0,03}Mn_{0,04}Fe^{3+}_{0,03}Al_{1,61}Ti_{0,03})_{2,05}\times$$
$$\times[(Si_{3,52}Al_{0,48})_{4,0}O_{10}](Fe_{0,33}OH_{1,67})_{2,00}.$$

2. Мусковит из пористых грейзенов:

$$(K_{0,92}Na_{0,05}Rb_{0,01})_{0,98}(Al_{1,70}Fe^{3+}_{0,02}Fe^{2+}_{0,04}Mn_{0,03}Mg_{0,14}Ti_{0,02}Li_{0,04})_{2,02}\times$$
$$\times[(Si_{3,12}Al_{0,88})_{4,00}O_{10}](F_{019}OH_{1,81})_{2,00}.$$

3. Мусковит из оторочки жилы:

$$(K_{0,93}Na_{0,04}Rb_{0,01})_{0,98}(Al_{1,75}Fe^{3+}_{0,02}Fe^{2+}_{0,04}Mn_{0,04}Mg_{0,12}Li_{0,03}Ti_{0,02})_{2,02}\times$$
$$\times[(Si_{3,15}Al_{0,85})_{4,00}O_{10}](F_{0,20}OH_{1,80})_{2,00}.$$

4. Мусковит из зальбанда кварцевого прожилка:

$$(K_{0,92}Na_{0,05}Rb_{0,01})_{0,98}\,(Al_{1,75}Fe^{3+}_{0,03}Fe^{2+}_{0,03}Mn_{0,04}Mg_{0,12}Ti_{0,03}Li_{0,02})_{2,02}\times$$
$$\times\,[(Si_{3,11}Al_{0,89})_{4,00}O_{10}]\,(F_{0,16}OH_{1,84})_{2,00}.$$

Сравнивая эти разновидности слюд, отметим, что все они довольно близки по составу и относятся к мусковитам, в которых 13—15% Al в октаэдрической координации замещено магнием, марганцем, титаном, железом. Однако при этом необходимо заметить, что слюды из околожильных грейзенов наиболее отличаются по составу от других изучаемых слюд. Они существенно обогащены кремнием, магнием, кальцием,

Таблица 96

Химические анализы слюд

Компонент	Обр. 201Е, слюда из околожильного кварц-слюдяного грейзена		Обр. 205Р, слюда из пористого грейзена		Обр. 117Б, слюда из зальбанда жилы		Обр. 134В, слюда из зальбанда прожилка	
	Вес. %	Коэффициент	Вес. %	Коэффициент	Вес. %	Коэффициент	Вес. %	Коэффициент
SiO_2	53,60	3,52	46,97	3,12	47,12	3,15	46,96	3,11
TiO_2	0,52	0,03	0,44	0,02	0,37	0,02	0,35	0,03
Al_2O_3	27,00	2,09	33,04	2 58	33,52	2,60	33,76	2,64
Fe_2O_3	0,82	0,04	0,40	0,02	0,40	0,02	0,60	0,03
FeO	0,48	0,03	0,72	0,04	0,72	0,04	0,54	0,03
MnO	0,63	0,04	1,13	0,06	0,78	0,04	0,81	0,04
MgO	2,08	0,20	1,44	0,14	1,24	0,12	1,16	0,12
CaO	0,67	0,05	0,00	—	0,00	—	0,00	—
Na_2O	0,32	0,05	0,31	0,05	0,36	0 04	0,34	0,05
K_2O	9,39	0,86	10.80	0,92	10,92	0,93	10,86	0,92
Li_2O	Не опр.	—	0,157	0,04	0,126	0,03	0,099	0,02
Rb_2O	„ „	—	0,34	0,01	0,35	0,01	0,36	0,01
Cs_2O	„ „	—	0,0123	0,0	0,0104	0,00	0,0099	0,00
П. п. п.	4,02	—	4,98	—	4,76	—	4,96	—
H_2O^-	—	—	0,08	—	0,14	—	0,08	—
F	1,60	0,33	0,91	0,19	0,97	0,20	0,74	0,16
Сумма	101,11	—	100,82	—	100,81	—	100,89	—
$-O=F_2$	—0,67	—	—0,38	—	0,41	—	0,31	—
Сумма	100,44	—	100,44	—	100,40	—	100,68	—

железом, титаном, что вполне понятно, так как эти слюды образуются в зоне околожильного изменения непосредственно за счет метасоматического замещения плагиоклаза и биотита вмещающих гранитов (Барабанов, 1961), и, следовательно, состав слюд из околожильных грейзенов по сравнению с более поздними переотложенными и перекристаллизованными слюдами будет в большей степени определяться составом вмещающих пород.

Изучение микропримесей слюд методом полуколичественного спектрального анализа (табл. 97) показало, что наиболее ранние мусковиты из околожильных грейзенов наиболее богаты микрокомпонентами, такими как Nb, Ga, Sc, Zr, Zn, Bi, Ge, Sn, W, Pb. Наиболее чистыми в отношении микропримесей являются перекристаллизованные слюды из зон пористых грейзенов, т. е. при перекристаллизации происходит очищение слюды.

Таблица 97

Результаты полуколичественного спектрального анализа слюд, вес. %

Элемент, окисел	Обр. 252-(1—6), мусковит из околожильного грейзена		Обр. 205Р, мусковит из пористого грейзена	Обр. 272В, мусковит из зальбанда жилы
	пределы колебаний	среднее		
Ba	0,01—0,03	0,02	0,007	0,02
Be	0,0003 - 0,005	0,0015	0,001	0,001
Ti	0,1—0,35	0,2	0,01	0,3
Tl	0,01—0,007	0,004	—	0,0001
MgO	0,5—0,7	0,6	1,0	1,0
MnO	0,3—1,0	0,5	0,1	0,7
Pb	0,0001—0,002	0,0007	—	—
W	0,002—0,01	0,005	—	0,0001
Ga	0,007—0,02	0,015	0,002	0,007
Nb	0,0005—0,001	0,0007	—	—
Sn	0,02—0,1	0,06	0,002	0,07
Ge	0—0,002	0,0003	—	—
Ni	0—0,0002	0,0001	0,001	0,001
Bi	0,0003—0,001	0,0007	—	—
Fe_2O_3	1,0—1,2	1,0	0,05	1
CaO	0,05 - 0,1	0,07	0,005	0,07
Mo	0 - 0,0003	0,0001	—	—
V	0,003 - 0,005	0,004	0,0007	0,005
Li	Мало		—	Имеется
La	0—0,001	0,0005	—	—
Cu	0,0002—0,0005	0,0004	0,0001	0,0001
Ag	0,0001—0,0002	0,0001	0,0001	0,0001
Zn	0,005—0,01	0,008	0,0005	0,005
Zr	0,001—0,002	0,002	—	0,0001
Sc	0—0,0005	0,0003	—	—

Таблица 98

Результаты рентгенометрического изучения слюды

Номер линии	*hkl*	Слюда из Бом-Горхона (обр. 205-Р)		Слюда (Соколова, 1966)	
		I	d_α/n	*I*	d_α/n
1	(002)	8	10,02	9	10,00
2	(004)	4	5,03	5	4,94
3	(110)	4	4,48	3	4,51
4	(111)	1	4,32	1	4,30
5	(022)	1	4,20	1	4,14
6	(113)	3	3,88	3	3,87
7	(023)	3	3,74	3	3,75
8	(114)	3	3,49	4	3,49
9	(006)	9	3,35	10	3,31
10	(114)	4	3,20	4	3,20
11	(025)	5	2,991	6	2,986
12	(121)	7	2,568	6	2,571
13	(113)	3	2,384	3	2,380
14	(00.10)	10	1,990	9	1,990
15	(11.11)	2	1,730	3	1,729
16	(312)	2	1,706	1	1,708
17	(139)	6	1,645	8	1,644
18	(155)	3	1,557	3	1,555
19	(1.3.11)	4	1,526	5	1,527
20	(060)	7	1,505	8	1,505
21	—	1	1,453	3	1,450
22	(1.3.11)	6	1,350	9	1,350
23	(0.4.12)	6	1,337	7	1,337

По оптическим свойствам все исследуемые мусковиты очень близки между собой. Они, как правило, незональны. *Ng* колеблется в пределах 1,588—1,594, *Np* — 1,582—1,590. Угол $2V$ изменяется тоже в небольших пределах (39—47°).

Все разновидности слюд были изучены рентгеновски. Условия съемки: Cu-излучение, Ni-фильтр, $D = 144$ мм, экспозиция 8 ч. Результаты расчета дебаеграммы одного из образцов (205Р) приведены в табл. 98. Для сравнения взяты данные Е. П. Соколовой (1966) для мусковита, по составу близкого к нашим мусковитам. Значения параметров элементарной ячейки всех изучаемых мусковитов и межплоскостные расстояния линии 060, наиболее чутко реагирующие на изменение состава мусковитов, приведены в табл. 99. Сопоставление данных, полученных для наших мусковитов, с данными Е. П. Соколовой показало, что все бомгорхонские мусковиты относятся ко второй категории структурного типа

Таблица 99

Результаты рентгенометрического изучения слюды

Категория слюды, номер образца	060	b	$c \sin\beta$
Категория слюд по Е. П. Соколовой (1966):			
I	1,498	8,99	19,96
II	1,505—1,503	9,02—9,03	19,99
III	1,511—1,513	9,07—9,08	19,89
205Р — из слюдяного грейзена из грейзеновых зон	1,505	9,03	19,94
206Х — из околожильного грейзена	1,506	9,04	—
117Б — крупночешуйчатая из оторочки жилы	1,503	9,02	19,92
134В — из оторочки прожилка	1,505	9,03	19,96
126К — из кварцевой жилы	1,506	9,04	19,94

$2M_1$, который по составу характеризуется тем, что в нем почти 1/8 октаэдрических позиций Al изоморфно замещена Fe, Mg, Ti, Mn.

Мусковиты из оторочек жилы и прожилка и из пористого грейзена были изучены термически. Съемка производилась на дериватографе системы А. Эрдеи и Ф. и И. Паулик до температуры 1100° С. Скорость нагревания 12 град/мин. Образцы измельчались посредством настрига. Как известно, термограммы мусковитов характеризуются двумя эндотермическими эффектами. Первый (750—1000° С) отождествляют с выделением из минерала воды и одновременно с перестройкой кристаллической решетки минерала. Второй эндотермический эффект (1050—1100° С) связывают с распадом решетки слюды. Относительно же природы продуктов распада решетки пока еще нет однозначного решения. Полученные нами термограммы (рис. 109) на первый взгляд идентичны приводимым в литературе (Цветков, 1956): в них также имеются два отчетливо выраженных эндотермических эффекта в области 900 и 1100° С. Однако более детальное сравнение показывает существенные различия наших и эталонных термограмм. Прежде всего они отличаются по внешнему виду.

Так, А. И. Цветков и Е. М. Вальяшихина к специфическим особенностям термограмм мусковита относят: 1) довольно крутой вначале и пологий к концу первый эндотермический эффект и 2) более резкий второй эндоэффект. На наших же термограммах первый эффект, наоборот, сначала имеет более пологую форму и крутую в конце; второй эффект также имеет более плавную форму. Отличаются термограммы

сравниваемых мусковитов и по температурам эффектов. Если, по данным А. И. Цветкова, первый эндоэффект начинается при 780—790° С и достигает максимального развития при 850—860° С, то у нас первый эффект сдвинут в область более высоких температур: начинаясь при 820—835° С, он достигает максимального развития при 980—970° С, т. е. максимум первого эффекта на наших термограммах сдвинут на 100—110° С. Второй эндотермический эффект достигает максимального развития при 1080—1100° С, что почти совпадает с эталонными термограммами.

Без дополнительных и более детальных исследований конечно трудно сказать, с какими изменениями химического состава мусковита связано смещение максимума первого эффекта в область более высоких температур. Возможно, это связано с изоморфными замещениями в

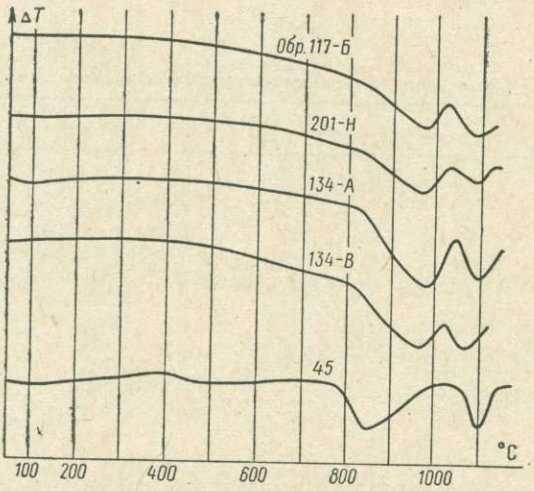


Рис. 109. Термограммы мусковитов.
Обр. 45 — данные А. И. Цветкова и Е. П. Вальяшихиной.

группе щелочей (в частности, наши мусковиты несколько обогащены рубидием, содержат натрий). Может быть, определяющее влияние на температуру эффекта оказывает замещение алюминия в шестерной координации магнием, титаном, марганцем, литием, железом.

Висмутовый блеск

Висмутин был нами встречен в незначительном количестве в пористых слюдяных грейзенах с флюоритом, пиритом, кальцитом, крупными выделениями темного кварца. Висмутин здесь находится исключительно в тесной ассоциации с кварцем. Он образует включения в последнем, прорастает его. Форма выделения висмутина пластинчатая, удлиненная, с длиной индивидов до 7—8 мм, цвет свинцово-серый, блеск сильный, металлический. Для диагностики была получена дифрактограмма висмутина. Съемка производилась на УРС-50И. Условия съемки — железное излучение без фильтра, сила тока 6 мА, напряжение 17 кВ. Скорость вращения счетчика 1 град/мин. Результаты расчета дифрактограммы нашего висмутина в сравнении с эталонным приведены в табл. 100. В пористых грейзенах висмутин выделяется почти одновременно с кварцем или чуть раньше и раньше флюорита, кальцита.

Таблица 100

Результаты рентгенометрического изучения висмутина

Номер линии	Из Бом-Горхона		По В. И. Михееву	Номер линии	Из Бом-Горхона		По В. И. Михееву
	I	d_α/n	d_α/n		I	d_α/n	d_α/n
1	2	6,23	6,225	10	2	2,305	2,32
2	6	5,64	5,635	11	4	2,250	2,26
3	3	5,03	5,04	12	3	2,120	2,13
4	8	3,945	3,97	13	2	2,073	2,09
5	10	3,578	3,570	14	4	1,985	1,989
6	3	3,426	3,440	15	2	1,953	1,957
7	6	3,130	3,150	16	3	1,932	1,933
8	4	2,815	2,81	17	6	1,882	1,892
9	6	2,519	2,51	18	3	1,856	1,866

Козалит

Козалит характерен для позднего, заключительного этапа формирования кварц-гюбнеритовых жил. Он образует призматические выделения, агрегаты различно ориентированных шестоватых индивидов. Цвет стально-серый, более темный, чем у висмутина. Блеск на свежих плоскостях скола сильный, металлический. Размер отдельных кристаллов достигает 2—3 см в длину. В аншлифах козалит белый, заметно анизотропен.

Таблица 101

Результаты рентгенометрического изучения козалита

Номер линии	Из Бом-Горхона		Из Букуки		Номер линии	Из Бом-Горхона		Из Букуки	
	I	d_α/n	I	d_α/n		I	d_α/n	I	d_α/n
1	8	3,429	10	3,443	16	4	1,586	5	1,584
2	8	2,936	9	2,948	17	3	1,532	—	—
3	7	2,784	9	2,804	18	2	1,472	—	—
4	2	2,471	6	2,475	19	5	1,454	7	1,454
5	5	2,245	7	2,281	20	3	1,414	3	1,414
6	6	2,122	6	2,132	21	8	1,386	8	1,388
7	8	2,016	7	2,016	22	6	1,343	7	1,341
8	1	1,975	1	1,975	23	3	1,326	6	1,324
9	1	1,935	1	1,932	24	3	1,289	5	1,288
10	7	1,894	10	1,904	25	4	1,264	6	1,260
11	1	1,828	2	1,819	26	4	1,242	5	1,243
12	5	1,798	8	1,800	27	3	1,223	4	1,214
13	1	1,749	9	1,746	28	2	1,174	9	1,177
14	6	1,718	8шр	1,732	29	2	1,154	—	—
				1,715	30	1	1,141	8	1,139
15	3	1,659	6	1,659	31	4	1,124	—	—

Для диагностики была получена дебаеграмма козалита. Условия съемки: медное излучение, Ni-фильтр, диаметр камеры 56 мм, сила тока 10 мА, напряжение тока 35 кВ, экспозиция 18 ч. Результат расчета дебаеграммы козалита и сравнение полученных данных с литературными (Барабанов, 1957) приведены в табл. 101.

Химический анализ бом-горхонского козалита приведен в табл. 102. Полуколичественный спектральный анализ обнаружил присутствие в козалите, кроме того, %: кадмия — 0,1, марганца, сурьмы, вольфрама,

Таблица 102

Химический состав забайкальских козалитов (аналитик В. М. Сендерова, ИГЕМ АН СССР)

Компонент	1. Букука, жила № 53	2. Шерловая Гора, выработка Н. Ф. Поднебесных	3. Шерловая Гора, сопка Обвинская	4. Бом-Горхон
Bi	41,84	37,53	40,14	39,34
Sb	0,29	4,49	2,78	—
Pb	38,94	38,70	39,09	41,42
Cu	1,66	0,30	0,74	1,11
Ag	0,75	0,21	0,38	1,74
Fe	0,10	0,33	0,20	0,10
S	16,54	16,70	16,56	16,03
Te	Следы	—	—	—
Не определенные . .	—	0,55	—	0,42
Сумма . . .	100,12	98,81	99,89	100,16

Примечание: 1 — $(Pb_{1,85}Cu_{0,26}Ag_{0,07}Fe_{0,02})_{2,20}Bi_{2,00}Sb_{0,02}S_{5,16}$;
2 — $(Pb_{1,87}Fe_{0,06}Cu_{0,05}Ag_{0,02})_{2,00}Bi_{1,80}Sb_{0,38}S_{5,20}$;
3 — $(Pb_{1,89}Cu_{0,12}Fe_{0,04}Ag_{0,03})_{2,08}Bi_{1,92}Sb_{0,23}S_{5,16}$;
4 — $(Pb_{2,00}Cu_{0,17}Ag_{0,16}Fe_{0,02})_{2,35}Bi_{1,88}S_{5,00}$.

цинка, олова — 0,05; магния, индия — 0,001—0,005; кобальта, титана и молибдена — 0,0005. Удельный вес козалита $D^{18}_{4/v} = 7{,}020 \pm 0{,}005$ г/см³.

Микроскопическое изучение показало, что козалит на месторождении является одним из самых поздних. Он корродирует вольфрамит, пирит, сфалерит, проникает по трещинкам внутрь этих минералов. Козалит выделяется также позже основной массы кварца.

В аншлифах обнаружено, что некоторые зерна козалита с периферии в виде извилистых каемок (мощностью в доли миллиметра) замещаются минералом серого цвета. Микроспектральный анализ этого серого минерала показал присутствие в нем только висмута. Интересно, что всюду в местах соприкосновения козалита с этим серым минералом присутствует в виде тонкой каемки минерал синего цвета с хорошо заметными внутренними рефлексами розового цвета. Возможно, это ковеллин, возникший за счет меди, содержащейся, по данным спектрального анализа, в значительном количестве в козалите. Серый же минерал, развивающийся по козалиту, вероятно, является бисмитом Bi_2O_3.

Пирит

Пирит принадлежит к числу распространенных минералов на месторождении. Он встречается в околожильных кварц-слюдяных грейзенах, в пористых слюдяных грейзенах, и, наконец, основная масса пирита находится в кварцевых жилах. В околожильных грейзенах пирит встречается в виде мелких ксеноморфных зерен и кристалликов кубического габитуса размером 1—3 мм. В пористых грейзенах пирит представлен обычно единичными ксеноморфными зернами и идиоморфными кристаллами кубической формы. Размер зерен и кристалликов колеблется от долей миллиметра до 5 мм. Распределение пирита здесь крайне неравномерное. Отмечаются участки, совершенно лишенные пирита, и участки, значительно обогащенные им. Местами в грейзене наблюдаются цепочки, состоящие из изолированных друг от друга кристалликов пирита

кубического габитуса. В кварцевых жилах пирит образует крупные гнездообразные скопления размером до 1,5—2 см.

Пириты из разных типов грейзенов и из жил были изучены спектроскопически. Результаты полуколичественного спектрального анализа приведены в табл. 103. Как видно из таблицы, пириты из разных мест довольно однообразны по качественному и количественному соотношению микропримесей, хотя обращает на себя внимание тот факт, что пириты из рассланцованных мусковитовых грейзенов, образовавшихся за счет ксенолитов биотитовых сланцев, в целом более богаты такими микрокомпонентами, как титан, марганец, олово, никель, медь, кобальт, цирконий, лантан.

Таблица 103

Содержание микрокомпонентов в пирите из околожильных пород

Элемент, окисел	Рассланцованный мусковитовый грейзен, обр. 231В/68	Околожильный кварц-мусковитовый грейзен, обр. 272В/68	Пористый грейзен, обр. 3	Жила, обр. 125О/66
Be	0,0001	—	—	—
Ti	0,03	0,0005	0,0005	0,0005
Al_2O_3	0,2	0,01	0,01	0,5
MgO	0,01	0,01	0,01	0,01
MnO	0,007	0,003	0,003	0,001
Pb	0,007	0,005	0,02	0,003
Sn	0,007	—	—	—
Ni	0,001	0,0002	0,0007	0,0002
Bi	0,01	0,05	0,07	0,07
CaO	0,02	0,07	0,1	0,07
V	—	0,0005	—	—
La	0,001	—	—	0,001
Cu	0,01	0,001	0,001	0,003
Ag	0,003	0,005	0,005	0,007
Zn	—	0,01	—	0,07
Zr	0,007	—	0,0005	—
Co	0,002	0,0005	0,001	0,0003

Макро- и микроскопическое изучение показало, что образование пирита происходило в течение всего процесса формирования жил. Незначительная часть пирита выпадает в более ранние этапы, когда образуются грейзеновые зоны и околожильные кварц-слюдяные грейзены. Как было показано ранее (Барабанов, 1961, 1965в), источником железа в эти ранние этапы является в основном биотит вмещающих пород. Главная же масса пирита в жилах начинает выделяться после образования гюбнерита, но раньше сфалерита, козалита. В аншлифах отчетливо наблюдается замещение пирита сфалеритом, козалитом. Можно также наблюдать кубические кристаллы пирита, заключенные в массу сфалерита и козалита. Образование пирита происходит и в более поздние этапы формирования кварцевых жил, когда основная масса сульфидов уже выпала. В это время пирит образует прожилки в гюбнерите, сфалерите. В зоне окисления пирит замещается лимонитом.

Сфалерит

Сфалерит на месторождении был встречен в виде двух разновидностей. Первая, наиболее распространенная, имеет темно-коричневый цвет. Сфалерит этой разновидности образует гнездообразные скопления величиной 1—1,5 см в жильном кварце. Он находится в тесной ассоциа-

ции с пиритом, козалитом, гюбнеритом. Сфалерит второй разновидности имеет бледно-зеленый цвет. Он отмечается в виде единичных выделений размером до 2 мм в околожильных грейзенах и в прожилках, сложенных темно-серым кварцем.

Микроскопическое изучение сфалерита первой разновидности показало, что он переполнен точечными включениями халькопирита, появление которых связывают с распадом высокотемпературного твердого раствора. Выделения халькопирита располагаются ориентированно, согласно со спайностью, в виде двух систем линий, находящихся под углом 120° друг к другу. Иногда происходит слияние отдельных точечных выделений халькопирита в более крупные тела овальной формы. В некоторых зернах отчетливо заметно, как при движении от периферии зерна к центру количество халькопирита уменьшается. В некоторых зернах наблюдается полисинтетическое двойникование.

Полуколичественный спектральный анализ темно-коричневого сфалерита показал в нем присутствие следующих микропримесей, %: Mn, Fe — 2—3, Cd — 0,3, Cu — 0,03, Ti, Sn, Ge, Ni — 0,001—0,003.

Изучение взаимоотношений сфалерита с другими минералами показало, что сфалерит является более поздним, чем гюбнерит и пирит, но более ранним по сравнению с козалитом и основной массой кварца.

Флюорит

Флюорит на месторождении распространен незначительно. Основная его масса находится в околожильных кварц-слюдяных грейзенах и в пористых грейзенах. В жильном кварце флюорит встречается редко. В околожильных грейзенах флюорит образует единичные ксеноморфные зерна или зернистые агрегаты размером до 3—7 мм. Распределение флюорита в пористом грейзене очень неравномерное; как правило, обогащение флюоритом наблюдается в участках с большим количеством пустоток, в которых располагаются идиоморфные кристаллики со множеством простых форм. Очень часто такие кристаллики нарастают прямо на идиоморфные чешуйки мусковита и нередко последние оказываются заключенными во флюорит.

Цвет флюорита чрезвычайно разнообразен: коричневый, розовато-коричневый, бледно-фиолетовый с переходами к темно-фиолетовому, чернильно-синий, реже пятнистый с небольшим количеством бледно-фиолетовых и бесцветных участков. В ультрафиолетовых лучах светятся лишь коричневый и розовато-коричневый флюориты. Флюориты других окрасок в ультрафиолетовых лучах свечения не проявляют (табл. 104).

Была исследована термолюминесценция флюоритов. При этом выяснилось, что коричневый флюорит начал светиться бледно-зеленым цветом при 130—135° С. Это свечение постепенно сменилось при 150° С зеленым цветом, интенсивность которого достигла максимума при 400° С. Коричневато-розовый флюорит начал светиться при 150° С слабо голубоватым цветом, постепенно переходящим в голубовато-зеленый, интенсивность которого достигла максимума при 220° С, при этой температуре флюориты светятся ярко-зеленым цветом. Бледно-фиолетовый флюорит начал светиться при 200—210° С бледно-зеленым цветом; с увеличением температуры интенсивность свечения возрастает, достигая максимума при 350—400° С. При 470—500° С свечение прекращается. Бледно-розовый флюорит начал светиться при 180° С бледно-зеленым цветом, и при 470° С свечение исчезло. Повторное нагревание образцов люминесценции не вызывает.

Для пяти образцов флюоритов, отличающихся друг от друга окраской, на спектрометре ДФС-12 были сняты спектры люминесценции. По-

Таблица 104

Характер люминесценции флюоритов

Номер образца	Цвет	Свечение в ультрафиолетовых лучах	Спектр люминесценции	Примечание
246Г/68	Коричневато-розовый	Зеленый	Eu — есть (4070—4900, max — $4300 \cdot 10^{-4}$ мкм), Yb — нет	Флюорит из околожильного кварц-мусковитового грейзена
246Б/68	Бледно-фиолетовый	—	Eu — нет, Yb — нет	То же
230А/68	Коричневый	Травяно-зеленый	Eu — есть (4070—4400, max — $4200 \cdot 10^{-4}$ мкм), Yb — нет	Флюорит из мономинерального прожилка
230Л/68	Бледно-розовый	—	Eu — есть (4100—4900, max — $4300 \cdot 10^{-4}$ мкм), Yb — нет	Флюорит из кварцевого прожилка в грейзене
210В/68	Чернильно-фиолетовый	—	Eu — нет, Yb — нет	Флюорит из пористого грейзена

Таблица 105

Результаты изучения спектрального состава флюоритов

Элемент, окисел	Коричневый, обр. 230А/68	Бледно-фиолетовый, обр. 246Б/68	Коричневато-розовый, обр. 246Г/68	Фиолетовый, обр. 244Ж/68	Бледно-фиолетовый, обр. 246В/68	Бледно-розовый, обр. 230А/68
Be	—	0,001	0,0001	—	—	—
Ba	—	—	—	—	—	—
SiO_2	0,1	0,3	0,3	0,7	0,2	0,7
Ti	0,0005	0,0005	0,005	0,005	0,0005	0,001
Al_2O_3	0,03	0,1	0,2	0,1	0,02	0,3
MgO	0,005	0,005	0,01	0,02	0,01	0,05
MnO	0,05	0,001	0,03	0,02	0,02	0,02
Pb	0,003	0,002	0,0003	0,002	0,0005	0,001
Sn	—	—	—	0,0002	0,0002	0,0002
Bi	0,0007	0,001	0,0007	0 01	—	—
Fe_2O_3	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,015
La	—	—		0,002	—	0,001
Cu	0,0002	0,0001	0,0001	0,0002	0,0001	0,0002
Ag	0,0002	0,0005	0,0001	0,001	0,0002	0,001
Y	0,02	0,002	0,02	0,0007	0,02	0,02
Zn	—	—	—	0,01	—	—
Zr	—	—	0,0005	0,0005	—	—
Sr	0,15	0,03	0,1	0,03	0,1	0,15
Yb	0,0005	—	0,0002	—	0,003	0,0003

лученные спектры позволили установить присутствие в изучаемых образцах европия и отсутствие во всех образцах иттербия (табл. 104). Полуколичественный спектральный анализ (табл. 105) свидетельствует об однообразии состава изучаемых флюоритов.

На гониометре ГД-1 были измерены кристаллики фиолетового флюорита из пустоток пористого грейзена. Размер кристалликов 3—5 мм. Как правило, они образуют сростки. Результаты измерения трех кристаллов флюорита помещены в табл. 106. Кристаллы очень несовер-

шенны. Из указанных в табл. 106 граней только грани куба и ромбододекаэдра дают хорошие четкие сигналы. Грани же (113), (025) и (3.5.11) имеют очень шероховатую поверхность со следами растворения, сигналы от них расплывчатые. Грани куба развиты сравнительно плохо, но присутствуют на всех кристаллах. Грани ромбододекаэдра развиты не на всех кристаллах одинаково: на одних кристаллах они развиты очень хорошо, на других — почти отсутствуют, имеют вид узких маленьких полосок.

Таблица 106

Простые формы кристаллов флюорита

hkl	Обозначения по Гольдшмидту	Флюорит из Бом-Горхона		По Гольдшмидту	
		ρ	φ	ρ	φ
(001)	*c*	0°03′	—	0°00′	—
(011)	*d*	44 50	0°08′	45 00	0°00′
(113)	*m*	25 01	44 57	25 14	45 00
(025)	*g*	21 41	395 55	21 48	0 00
(3.5.11)	Δ	27 45	30 39	27 55	30 58

Кристаллы флюорита оказались зональными. Зональность выражается в сгущении окраски вдоль определенных зон роста. Иногда такая зональность подчеркивается включениями мелкозернистой слюдки. Создается впечатление, что более ранняя форма кристалла как бы законсервирована в поздней. Ранние кристаллы флюорита имеют грани куба и октаэдра, причем грани куба развиты слабо и окраска на них густо фиолетовая, благодаря чему можно различить форму ранних кристаллов. В процессе эволюции грани октаэдра исчезают и появляются грани ромбододекаэдра и грани (025), (113) и (3.5.11); грани куба сохраняются.

Более ранними исследованиями (Смольянинов, 1940; Барабанов, 1961; Эволюция.., 1963) на примере вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья установлено, что эволюция габитуса кристаллов флюорита идет в таком направлении: $111+001 \rightarrow 110 \rightarrow 001$. Подобную картину мы наблюдаем и на Бом-Горхонском месторождении: кубооктаэдр на ранних этапах сменяется комбинацией граней (110) + (001) в поздние этапы.

Полевые шпаты

Полевые шпаты в кварц-вольфрамитовых жилах представлены микроклином и альбитом. Микроклин образует прожилки в жильном кварце или гнездообразные выделения размером до 0,5 см. Альбит встречается или же в виде плохо образованных кристалликов размером до 1—2 мм в друзовых полостях, или же в виде тонких каемок вокруг выделений микроклина, замещая последний. Микроклин имеет розовую или кремовую окраску. Оптические свойства его: $Ng = 1{,}526 \pm 0{,}001$; $Np = 1{,}518 \pm 0{,}001$; содержание щелочей в микроклине, определенное методом пламенной фотометрии на кафедре минералогии ЛГУ (аналитик Р. И. Рыжова), оказалось равным, %: Na_2O — 0,2, K_2O — 14,7, Li_2O — 0,002, Cs_2O — 0,0019, Rb_2O — 0,094. Микроскопическое изучение показало, что и микроклин, и альбит переполнены включениями, и от этого они становятся почти непрозрачными.

Шеелит

Шеелит на месторождении встречен только как вторичный минерал, развивающийся по гюбнериту. Замещение вольфрамита шеелитом начинается с периферии зерен и распространяется по контакту гюбнерита и окружающего его кварца в виде тонких каемок. Позднее шеелит по трещинкам проникает внутрь гюбнерита, образуя густую ветвящуюся сеть. Мощность таких шеелитовых «жилочек» в гюбнерите не превышает в основном 0,2—0,4 мм. Однако в отдельных случаях процесс шеелитизации гюбнерита проявлен более интенсивно. Так, в штольне были встречены выделения гюбнерита размером до 1—1,5 см, замещенные шеелитом.

Цвет шелита буровато-желтый, блеск жирный, в ультрафиолетовых лучах он люминесцирует снежно-голубым цветом. Спектральным анализом обнаружено присутствие значительных количеств кремния, железа, магния. Присутствие последних двух связано, вероятно, с остаточными включениями гюбнерита. В незначительных количествах отмечается присутствие Al, Mg, Ti, Mo, Cu, Zn, Cd, Sn, Ga, Sr.

Кальцит

Кальцит присутствует главным образом в пористых слюдяных грейзенах, для околожильных грейзенов и жил кальцит нехарактерен. Типичными формами выделения являются пластинчатые образования молочно-белого цвета, располагающиеся обычно в пустотах, а также сплошные зернистые массы белого цвета в срастании с флюоритом и слюдой. Менее распространенной формой выделения являются мономинеральные кальцитовые прожилки мощностью до 3 мм. Оптическое исследование показало, что *No* кальцитов колеблется в очень незначительных пределах (1,657—1,662). Образование кальцита в грейзенах связано с воздействием углекислых растворов на плагиоклаз вмещающих гранитов. В процессе серицитизации плагиоклаза происходит высвобождение кальция, который переходит в раствор, и на месте плагиоклаза образуются серицит и кальцит.

Апатит

Апатит на месторождении встречен в незначительном количестве в пустотах пористых грейзенов вместе с флюоритом, пиритом, кальцитом, где он образует ксеноморфные выделения или короткопризматические кристаллы молочного или бледно-зеленого цвета. В околожильных кварц-слюдяных грейзенах апатит устанавливается лишь микроскопически. Очень редко апатит наблюдается в прожилках, сложенных темно-серым кварцем.

Микроскопическое изучение показало, что апатит из прожилков переполнен включениями и от этого кажется бурым, почти непрозрачным. Апатит же из грейзена, наоборот, очень чистый, свободный от включений. Оказалось, также, что у этих апатитов разные оптические константы. Так, апатит из грейзеновых зон имеет показатели преломления $No = 1{,}627 \pm 0{,}001$; $Ne = 1{,}643 \pm 0{,}001$, что соответствует апатиту, по составу промежуточному между фторапатитом и гидроксилапатитом, но ближе к последнему. Апатит из прожилков имеет $No = 1{,}640 \pm 0{,}001$, $Ne = 1{,}637 \pm 0{,}001$, т. е. этот апатит более обогащен фтором.

Полуколичественный спектральный анализ показал присутствие в обеих разновидностях апатита значительных количеств марганца и крем-

ния — до нескольких процентов. Присутствуют также: Sr — десятые доли процента, Ti, Mg, Ce, Y, La — сотые доли процента и незначительное количество Pb, Ga, Sn, Bi, Zn, Zr, Yb, Be.

Рентгеновское изучение апатита было выполнено на дифрактометре УРС-50И. Полученные значения параметров элементарной ячейки приведены в табл. 107. Уменьшение параметров изучаемых апатитов по

Таблица 107

Параметры элементарной ячейки апатита

Параметр	Полученные данные	Эталонные данные (Strunz, 1970)
a_0, 10^{-4} мкм	9,30	9,36
c_0, 10^{-4} мкм	6,83	6,90
c/a	0,730	0,737

сравнению с эталонными, вероятно, связано с изоморфным замещением более крупного иона кальция ($r_i = 1{,}06 \cdot 10^{-4}$ мкм) меньшим ионом марганца ($r_i = 0{,}91 \cdot 10^{-4}$ мкм).

Образование апатита, так же как и кальцита, флюорита, связано с околожильным изменением вмещающих пород (Барабанов, 1961). Освобождающийся при серицитизации кальций и идет на образование апатита, флюорита, кальцита.

4. КОЛИЧЕСТВЕННО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ОКОЛОЖИЛЬНОЙ ГРЕЙЗЕНИЗАЦИИ

При изучении околожильных грейзенов юго-западного участка месторождения Бом-Горхон устанавливается генетическая связь грейзенизации с кислыми интрузиями биотитовых гранитов I фазы, с лейкократовыми гранитами II фазы, с гранодиоритами и в меньшей степени с кристаллическими сланцами. Последние имеют подчиненное распространение, сопровождая рудные жилы лишь на отдельных участках.

В результате метасоматического процесса пористость породы меняется очень значительно (от 0,2% у биотитового гранита I фазы до 23,8% у грейзена). Принимая во внимание указанные обстоятельства, мы предприняли количественное изучение метасоматитов, сопровождающих кварц-гюбнеритовые жилы месторождения Бом-Горхон, по окисно-объемному методу с учетом пористости (Казицын, Рудник, 1966).

Измерение пористости исходной породы и грейзена сводилось к определению так называемого «истинного» и «кажущегося» удельных весов. «Истинный» удельный вес пористой породы получается тогда, когда при определении объема пробы данной породы исключается объем пор. Это достигается измельчением материала до размеров пор (0,5 мм). Определение удельного веса при этом производилось пикнометрическим методом и вычислялось по формуле

$$D^t_{4/V} = \frac{m\,(Q_t - h)}{(P_0 + m - P_t) - A\,(P_0 - \pi)} + h,$$

где m — навеска; P_t — вес пикнометра с водой и навеской при $t°$ опыта; $P_0 = W_0 + \pi$ — константа пикнометра; $W_0 = W_t / Q_t[1 + 3\beta\,(t° - t_0°)]$; W_t — вес воды при $t°$; $\beta = 0{,}000025$ — коэффициент расширения стекла; π — вес пикнометра; $A = 3\beta(t° - t_0°) + Q_t - Q_0$; $h = 0{,}0012$ — вес 1 см³ воздуха; Q_0 — плотность воды при 4° С.

Таблица 108

Результаты измерения удельных, объемных весов и пористости исходных пород и грейзенов

Определяемая величина	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Вес образца в воздухе D	71,7692	138,3390	78,3690	63,1532	75,3905	87,8132	57,3153	53,4330	154,0231	43,8497	106,6802	64,8423	152,3900
Вес запарафинированного образца в воздухе D_1 .	72,7874	140,2725	79,6201	64,2825	76,4707	89,2020	58,1954	54,8780	156,1175	44,8143	108,4666	65,9178	155,6220
Вес запарафинированного образца в воде D_2 . . .	44,4535	87,2175	49,5408	39,9725	45,8695	55,0232	35,6331	34,2183	96,5360	28,3705	67,6918	42,5399	82,2730
Объемный вес σ	2,6347	2,7138	2,7273	2,7344	2,5608	2,6866	2,6515	2,7970	2,6866	2,846	2,746	2,918	2,182
Удельный вес $D^t_{4/V}$	2,639	2,724	2,856	2,894	2,601	2,703	2,699	2,820	2,687	2,860	2,751	2,959	2,864
$П$, %	0,19	0,37	4,51	5,53	1,54	0,59	1,78	0,82	0,00	0,49	0,18	1,39	23,8

Примечание: 1 — порфировидный биотитовый гранит I фазы, обр. 121-А/66; 2 — грейзенизированный гранит I фазы, обр. 209-Ж/67; 3 — кварц-слюдяной грейзен по гранитам I фазы, обр. 201-Е/67; 4 — слюдяной грейзен вблизи жилы, обр. 272-В/68; 5 — лейкократовый гранит II фазы, обр. 252-С/68; 6 — кварц-мусковитовый грейзен по гранитам II фазы, обр. 36-С/68; 7 — гранодиорит, обр. 140-Г/66; 8 — грейзен по гранодиоритам, обр. 50-С/68; 9 — кристаллический сланец, обр. 208-Б/67; 10 — грейзен по кристаллическим сланцам, обр. 49-С/68; 11 — биотитовый сланец, обр. 103-Е/66; 12 — грейзен по ксенолитам биотитовых сланцев, обр. 48-С/68; 13 — пористый мусковитовый грейзен, обр. 203-В/67.

«Кажущийся» удельный вес, т. е. объемный вес, получается в том случае, когда при определении объема пробы данной породы учитывается не только объем самого вещества, но и объем всех заключающихся в исследуемом образце пор. Достигается это путем покрытия образца непроницаемой для жидкости пленкой парафина. Объем такого запарафинированного образца вместе с порами легко определяется методом гидростатического взвешивания, а затем вводится поправка на объем парафиновой пленки.

Расчет объемного веса (σ) и пористости ($П$) производился по формулам, приведенным на с. 129.

Результаты измерений удельных, объемных весов и пористости первичных пород и грейзенов приведены в табл. 108. Из нее видно, что при изменении порфировидных биотитовых гранитов и превращении их в кварц-мусковитовый и мусковитовый грейзены объемные и удельные веса постепенно возрастают, при этом увеличивается и пористость от 0,2 до 23,8%. В случае изменения лейкократовых гранитов II фазы и гранодиоритов наблюдается уменьшение объемного веса и пористости приблизительно в два раза. Знание пористости необходимо при расчете химических анализов сопоставляемых пород для суждения о привносе—выносе вещества при процессах грейзенизации.

Изменение состава исходных пород при грейзенизации

Для определения изменения состава исходных пород в процессе образования кварц-мусковитового, мусковито-кварцевого и мусковитового грейзенов были взяты представительные пробы неизмененных пород и грейзеновых образований. Для изучения химического состава каждой из разновидностей пород, привноса и выноса главных компонентов был произведен химический анализ отобранных проб.

Расчет миграции вещества при процессах околожильной грейзенизации производился по окисно-объемному методу с учетом пористости. Такой метод, основанный на правиле постоянства объема при метасоматозе и учитывающий пористость изучаемых пород, используется уже с начала нашего столетия американскими геологами школы Линдгрена; у нас этот метод впервые был применен в 1935 г. для вторичных кварцитов медного месторождения Коунрад (Наковник, 1937). Вычисления производятся, исходя из весового процентного содержания окислов P_o и объемного веса породы σ в расчете на единицу объема V, выраженную в кубических сантиметрах. Обычно расчет ведется на 1000 см^3. Содержание каждого окисла P_o и общее содержание всех окислов ΣP_o в весовых единицах (граммах) в единице объема V находятся по формулам: $P_o = 0{,}01 V \sigma P_o$; $\Sigma P_o = V\sigma$. Баланс вещества определяется из формулы $\Delta P_o = 0{,}01 V (d_к P_{o\cdot к} - d_0 P_{o0})$, где ΔP_o — привнос—вынос какого-либо окисла в весовых единицах на 1000 см^3; d_0 и $d_к$ — соответственно начальный и конечный объемные веса породы; P_{o0} и $P_{o\cdot к}$ — начальное и конечное содержание окисла в весовых процентах в породе.

Окисно-объемный метод является одним из наиболее простых и точных методов расчетов баланса вещества. Он точно отражает весовое содержание как каждого окисла, так и всех компонентов породы в целом в единице объема, а также дает достоверные данные об абсолютном и относительном привносе—выносе каждого окисла и об общем балансе привноса—выноса вещества.

Порфировидные биотитовые граниты I фазы. Для определения изменения состава биотитовых гранитов I фазы в процессе грейзенизации были взяты образцы неизмененного гранита, грейзенизированного гра-

нита, кварц-мусковитового грейзена и чисто мусковитового грейзена вблизи жилы. Химический состав каждой из этих пород приведен в табл. 109—112. Как видно из этих таблиц, химический состав каждой из пород несколько отличен и соответственно отличен привнос и вынос главных компонентов на разных этапах образования грейзенов.

Таблица 109

Химический состав гранита I фазы, обр. 121А/66

Окисел	Вес. %	Вес. %, приведенные к 100%	Содержание в 100 см³, г
SiO_2	70,48	70,60	1860,3
TiO_2	0,25	0,25	6,6
Al_2O_3	15,00	15,10	397,8
Fe_2O_3	0,45	0,45	11,8
FeO	1,05	1,06	27,9
MnO	0,04	0,04	1,05
CaO	1,48	1,50	39,5
MgO	0,57	0,57	15,0
K_2O	5,50	5,55	146,2
Na_2O	3,77	3,82	100,6
$H_2O^+ +$ п. п. п.	0,74	0,77	20,3
H_2O^-	0,20	0,21	5,5
P_2O_5	0,08	0,08	2,1
Сумма	99,61	100,0	2634,7
σ, г/см³	2,635		
d, г/см³	2,639		
П, %	0,2		

Таблица 110

Химический состав грейзенизированного гранита, обр. 201Д

Окисел	Вес. %	Вес. %, приведенные к 100%	Содержание в 1000 см³, г
SiO_2	67,40	67,30	1826,5
TiO_2	4,20	4,17	113,2
Al_2O_3	14,20	14,10	382,7
Fe_2O_3	1,73	1,70	46,1
FeO	0,84	0,82	22,2
MnO	0,06	0,06	1,6
CaO	1,87	1,85	50,2
MgO	0,90	0,88	23,9
K_2O	5,60	5,56	150,9
Na_2O	1,60	1,58	42,9
H_2O	0,10	0,10	2,7
П. п. п.	1,93	1,90	51,6
Сумма	100,43	100,0	2714,5
σ, г/см³	2,714		
d, г/см³	2,724		
П, %	0,34		

Таблица 111

Химический состав кварц-мусковитового грейзена по граниту I фазы, обр. 201Е/66

Окисел	Вес. %	Вес. %, приведенные к 100%	Содержание в 1000 см³, г
SiO_2	69,40	69,30	1889,8
TiO_2	3,92	3,88	105,8
Al_2O_3	13,30	13,25	361,3
Fe_2O_3	2,49	2,48	67,6
FeO	0,29	0,28	7,6
MnO	0,16	0,15	4,1
CaO	2,03	2,03	55,4
MgO	1,16	1,15	31,4
K_2O	4,80	4,77	130,1
Na_2O	0,20	0,20	5,4
H_2O	0,10	0,10	2,7
П. п. п.	2,65	2,60	70,9
Сумма	100,50	100,0	2732,1
σ, г/см³	2,727	—	—
d, г/см³	2,86	—	—
$П$, %	4,51	—	—

Таблица 112

Химический состав слюдяного грейзена, обр. 272В/68

Окисел	Вес. %	Вес. %, приведенные к 100%	Содержание в 1000 см³, г
SiO_2	44,72	44,75	1223,5
TiO_2	0,30	0,30	8,2
Al_2O_3	28,66	28,69	784,4
Fe_2O_3	6,05	6,07	165,9
FeO	0,36	0,36	9,8
MnO	0,31	0,31	8,5
CaO	0,09	0,09	2,5
MgO	1,95	1,97	53,9
K_2O	10,36	10,39	284,1
Na_2O	0,35	0,35	9,6
H_2O	0,28	0,28	7,7
П. п. п.	6,44	6,44	176,1
Сумма	99,87	100,00	2734,2
σ, г/см³	2,7344	—	—
d, г/см³	2,894	—	—
$П$, %	5,53	—	—

Расчет миграции вещества по окисно-объемному методу приведен в табл. 113, графическое изображение результатов определения привноса—выноса по окисно-объемному методу — на рис. 110, 111.

Таблица 113

Расчет миграции вещества при образовании кварц-мусковитового и мусковитового грейзенов III—IV за счет гранита I, г

Окисел	Содержание окислов в 1000 см³				Абсолютные разности привнос—вынос на 1000 см³		
	I	II	III	IV	I—II	I—III	I—IV
SiO_2	1860,3	1826,5	1889,8	1223,5	— 33,8	+ 29,5	—636,8
TiO_2	6,6	113,2	105,8	8,2	+106,6	+ 99,2	+ 1,6
Al_2O_3	397,8	382,7	361,3	784,4	— 15,1	— 36,5	+386,6
Fe_2O_3	11,8	46,1	67,6	165,9	+ 34,3	+ 55,8	+154,1
FeO	27,9	22,2	7,6	9,8	— 5,7	— 20,3	— 18,1
MnO	1,05	1,6	4,1	8,5	+ 0,5	+ 3,0	+ 7,4
CaO	39,5	50,2	55,4	2,5	+ 10,7	+ 15,9	— 37,0
MgO	15,0	23,9	31,4	53,9	+ 8,9	+ 16,4	+ 38,9
K_2O	146,2	150,9	130,1	284,1	+ 4,7	— 16,1	+137,9
Na_2O	100,6	42,9	5,4	9,6	— 57,7	— 95,2	— 91,0
П. п. п. + H_2O	27,9	54,3	73,6	183,8	+ 26,4	+ 45,7	+155,9
$+\Sigma$					+192,1	+265,5	+882,4
$-\Sigma$					—112,3	—168,1	—782,9
Сумма					+ 79,8	+ 97,4	+ 99,5
σ, г/см³	2,635	2,714	2,727	2,734			
d, г/см³	2,64	2,72	2,86	2,89			
Π, %	0,2	0,37	4,51	5,53			

Примечание: I — порфировидный биотитовый гранит I (обр. 121А/66); II — грейзенизированный гранит I (обр. 201Д/66); III — кварц-мусковитовый грейзен (обр. 201Е/66); IV — мусковитовый грейзен (обр. 272В/68).

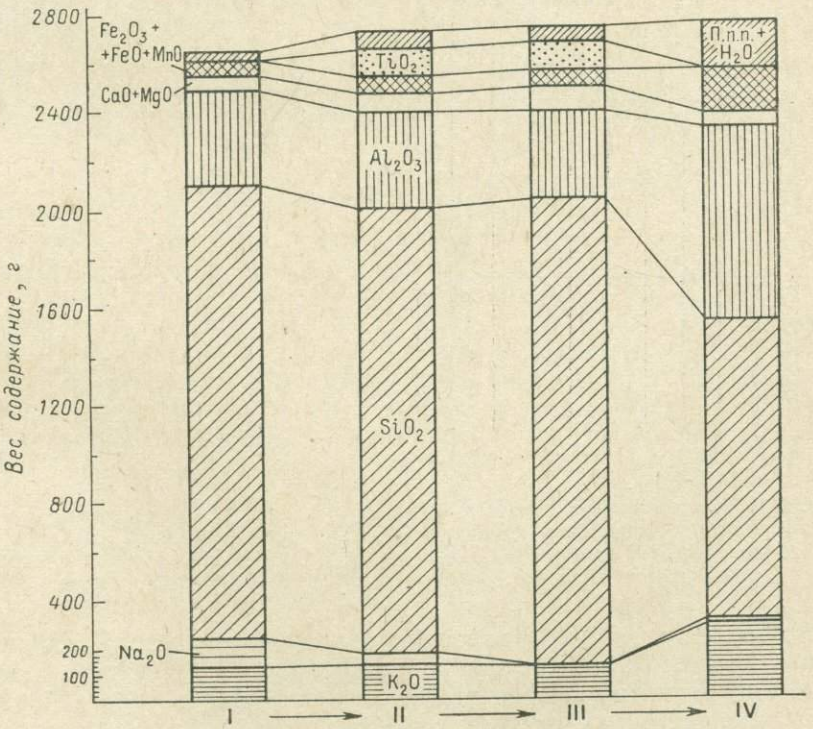


Рис. 110 Изменение содержания вещества при образовании мусковитового грейзена (*IV*), кварц-мусковитового грейзена (*III*), грейзенизированного гранита (*II*) из биотитового порфировидного гранита (*I*).

Если судить по табл. 109, 110 и рис. 110, то в первый этап, при образовании из гранитов грейзенизированных гранитов (I—II), привносятся титан, железо, кальций, магний, марганец, K_2O и отмечается вынос Na_2O, SiO_2 и глинозема. Во второй этап, при образовании кварц-мусковитовых грейзенов, продолжается вынос глинозема, а также FeO и щелочей, привносятся при этом кремнезем, TiO_2, MnO, Fe_2O_3, CaO, MgO и вода. В третий этап, при образовании мусковитового грейзена, очень резко проявляется вынос кремнезема, в меньшем количестве выносятся кальций (CaO) и Na_2O; резко возрастает привнос глинозема, воды, K_2O, а также виден привнос Fe_2O, MnO, MgO.

На самом же деле процесс грейзенизации всегда сопровождается явлением сегрегации вновь образующихся фаз вплоть до образования мономинеральных зон (Барабанов, 1965б). Это обстоятельство хорошо подтверждается приведенными расчетами.

Лейкократовые граниты II фазы. Для определения изменения состава лейкократовых гранитов при грейзенизации были взяты образцы неизме-

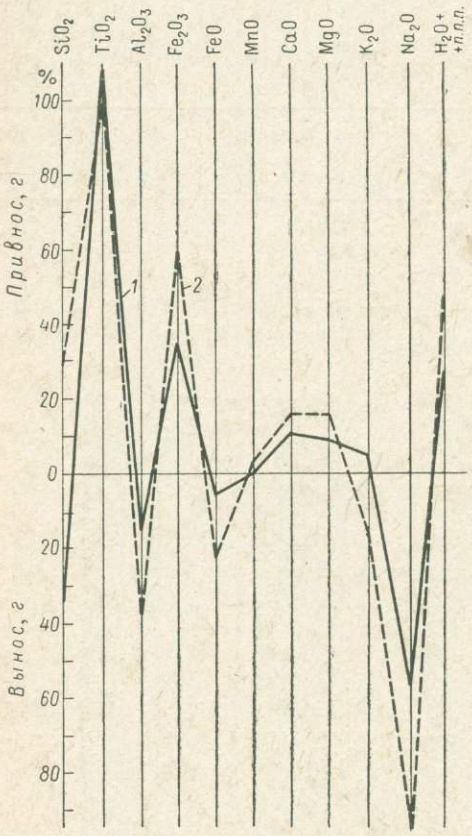


Рис. 111. Изменение состава биотитового гранита I фазы при переходе в грейзенизированный гранит (*1*) и кварц-мусковитовый грейзен (*2*).

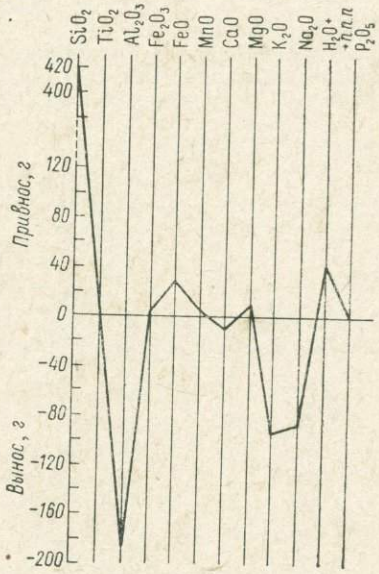


Рис. 112. Изменение состава лейкократового гранита при переходе в кварц-мусковитовый грейзен.

ненного лейкократового гранита и кварц-мусковитового грейзена по граниту II фазы. Химические составы гранита и грейзена и расчет баланса и привноса—выноса вещества приведены в табл. 114. Расчет миграции вещества производился, как и в предыдущем случае, по окисно-объемному методу (Наковник, 1937), с учетом пористости. Графическое изображение результатов определения привноса—выноса главных компонентов приведено на рис. 112.

Таблица 114

Расчет миграции вещества по окисно-объемному методу (при возникновении кварц-мусковитового грейзена VI, за счет лейкократового гранита V)

Окисел	Вес. %				Содержание окислов в 1000 см³, г		Привнос—вынос на 1000 см³, г
	Результаты анализа		Приведенные к 100%				
	V	VI	V	VI	V	VI	
SiO_2	73,90	86,16	74,00	86,18	1895,1	2315,7	+420,6
TiO_2	0,10	0,13	0,10	0,13	2,6	3,5	+ 0,9
Al_2O_3	13,84	6,34	13,94	6,35	357,0	170,6	—186,4
Fe_2O_3	0,91	0,96	0,92	0,96	23,6	25,8	+ 2,2
FeO	0,24	1,29	0,24	1,29	6,1	34,7	+ 28,6
MnO	0,02	0,17	0,02	0,17	0,5	4,6	+ 4,1
CaO	0,94	0,48	0,96	0,48	24,6	12,9	— 11,7
MgO	0,12	0,45	0,12	0,45	3,1	12,1	+ 9,0
K_2O	5,50	1,84	5,60	1,84	143,4	49,4	— 94,0
Na_2O	3,55	0,12	3,58	0,12	91,7	3,2	— 88,5
H_2O	0,02	0,16	0,02	0,16	0,5	4,3	+ 3,8
П. п. п.	0,42	1,80	0,44	1,80	11,3	48,4	+ 37,1
P_2O_5	0,04	0,07	0,04	0,07	1,0	1,9	+ 0,9
$+\Sigma$	—	—	—	—	—	—	+507,2
$-\Sigma$	—	—	—	—	—	—	—380,6
Сумма	99,60	99,97	100,0	100,00	2560,5	2687,1	+126,6
σ, г/см³	2,561	2,687					
d, г/см³	2,601	2,703					
П, %	1,54	0,6					

Примечание: V — лейкократовый гранит II фазы (обр. 252С/68); VI — кварц-мусковитовый грейзен по граниту II фазы (обр. 36С/68).

Таблица 115

Расчет миграции вещества по окисно-объемному методу (при возникновении мусковитового грейзена VIII за счет гранодиорита VII)

Окисел	Вес. %				Содержание окислов в 1000 см³, г		Привнос—вынос на 1000 см³, г
	Результаты анализа		Приведенные к 100%				
	VII	VIII	VII	VIII	VII	VIII	
SiO_2	63,24	62,30	63,35	62,20	1680,0	1739,7	+ 59,7
TiO_2	0,79	0,74	0,79	0,74	20,9	20,7	— 0,2
Al_2O_3	17,19	16,51	17,29	16,41	458,5	459,0	+ 0,5
Fe_2O_3	1,83	2,76	1,84	2,75	48,8	76,9	+ 28,1
FeO	1,75	0,43	1,76	0,43	46,7	12,0	— 34,7
MnO	0,04	0,56	0,04	0,56	1,1	15,7	+ 14,6
CaO	3,76	2,73	3,80	2,72	100,8	76,1	— 24,7
MgO	1,15	1,36	1,15	1,36	30,5	38,0	+ 7,5
K_2O	3,47	6,70	3,49	6,68	92,6	186,8	+ 94,2
Na_2O	5,00	0,28	5,03	0,28	133,4	7,8	—125,6
H_2O	0,12	0,20	0,12	0,20	3,2	5,6	+ 2,4
П. п. п.	0,95	5,45	0,96	5,43	25,4	151,9	+126,5
P_2O_5	0,38	0,24	0,38	0,24	10,1	6,7	— 3,4
$+\Sigma$							+333,5
$-\Sigma$							—188,6
Сумма	99,67	100,26	100,00	100,00	2652,0	2797,0	+144,9
σ, г/см³	2,652	2,797					
d, г/см³	2,699	2,820					
П, %	1,8	0,8					

Примечание: VII — гранодиорит (обр. 140Г/66; VIII — кварц-мусковитовый грейзен по гранодиориту (обр. 50С/68).

Как видно из табл. 114 и рис. 112, при образовании кварц-мусковитового грейзена по лейкократовым гранитам II фазы отмечается значительный привнос кремнезема, менее значительный привнос Fe_2O_3, FeO, MnO, MgO, воды и P_2O_6; выносятся при этом Al_2O_3, щелочи, CaO.

Расчеты, представленные в табл. 114, показывают, что при образовании из лейкократового гранита II фазы 1000 см³ кварц-мусковитового грейзена привносятся, г: 420,6 SiO_2, 0,9 TiO_2, 2,2 Fe_2O_3, 28,6 FeO, 4,1 MnO, 9,0 MgO, 41,9 воды и летучих компонентов, что составляет 19,8% к первоначальной массе породы. Выносится при этом, г: 186,4 Al_2O_3; 11,7 CaO, 94,0 K_2O; 88,5 Na_2O, что составляет 12,05% к первоначальной массе породы.

Но образование кварц-мусковитового грейзена с высоким содержанием кварца можно объяснить и перекристаллизацией грейзена. Тогда «привнос» SiO_2 и «вынос» гли-

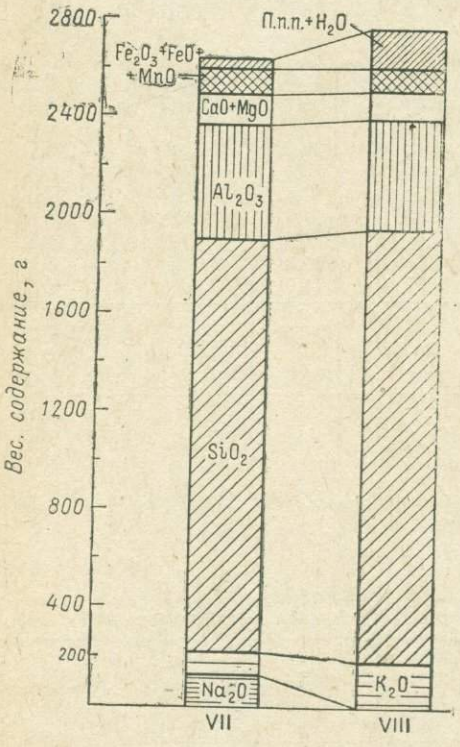


Рис. 113. Изменение содержания вещества при образовании кварц-мусковитового грейзена (*VIII*) из гранодиорита (*VII*).

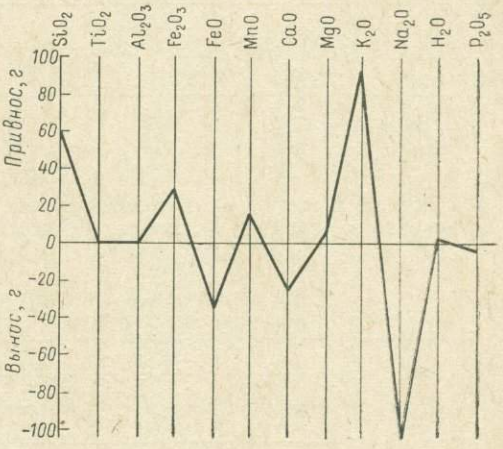


Рис. 114. Изменение состава гранодиорита при переходе в кварц-мусковитовый грейзен.

нозема и щелочей окажется всего лишь ее следствием, а не проявлением традиционного процесса окварцевания.

Гранодиориты. Химические составы гранодиорита и грейзена и расчет баланса привноса—выноса вещества приводятся в табл. 115. Графическое изображение результатов определения привноса—выноса главных компонентов приведено на рис. 113. Как видно из табл. 115 и рис. 113, 114, при образовании кварц-мусковитового грейзена за счет гранодиорита, наблюдается привнос кремнезема, Fe_2O_3, MnO, MgO, K_2O и воды (0,5 г), выносятся при этом Na_2O, FeO, CaO, в незначительном количестве P_3O_5. Содержание глинозема и TiO_2 в данном случае остается без значительных изменений.

Таким образом, при образовании грейзенов в трех изученных случаях мы наблюдали совершенно различное поведение окислов. Объяснение этому, по-видимому, может быть найдено лишь в степени перекристаллизации и сегрегации фаз, возникающих при грейзенизации (Барабанов, 1965в), а не в традиционном «привносе — выносе», которым принято эти колебания объяснять.

Часть IV

ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЙ

«...Минералогия и геохимия своими данными начинают подчинять себе то «учение о полезных ископаемых», которое столь ошибочно и столь длительно было связано с общегеологическими течениями. Таким образом, эти науки получили сейчас одновременно и большое научное, отвлеченное значение,... и чисто практическую роль, освещая основные задачи горного дела».

А. Е. Ферсман (1933)

В «Некоторых соображениях о генезисе вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья», которым открывалось изложение генетической концепции автора в конце первого тома данной работы, говорилось: «Генезис вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья — проблема, решение которой посильно лишь коллективным усилиям многих специалистов — геологов, петрологов, минералогов, специалистов в области учения о полезных ископаемых, кристаллографов, геохимиков, химиков и физико-химиков. Естественно поэтому, что в данной минералогической работе, несмотря на попытку учесть достижения всех предшествующих исследователей в области познания наших месторождений, автор не смог избежать известной односторонности. В связи с этим ниже излагаются лишь некоторые соображения о генезисе вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья...» (Барабанов, 1961, с. 260).

Прошедшие годы подтвердили сказанное. Более того, вновь подтвердилось и то известное положение, что без принципиально новых минералогических фактов и наблюдений одни лишь «геохимические», «физико-химические» и тому подобные исследования, сколь бы модными они не выглядели, изменить картину генезиса месторождения, созданную на основе минералогических исследований, не в состоянии. Поэтому отдельные публикации последних лет, касающиеся генезиса вольфрамитовых месторождений и основанные на допущениях, а не на точно установленных минералогических фактах, по сути дела не только ничего нового не принесли, но и запутали сравнительно ясную в ряде случаев картину генезиса.

Так, например, в одной из работ (Иванова, 1972) утверждается, что «на ранних стадиях метасоматического изменения гранитов вольфрам концентрируется в мусковитах, на более поздних — в виде, собственного минерала вольфрамита» и, далее, что на «процесс отложения вольфрама»... «соотношение железа и марганца в рудовмещающих породах не имеет решающего значения» (с. 139, разрядка моя. — *В. Б.*). Здесь в нескольких фразах читателю излагается безусловно новая концепция метасоматического изменения рудовмещающих пород без влияния химизма пород на химизм процесса метасоматоза. Но у этой концепции есть один существенный недостаток — она находится в вопиющем противоречии с точно установленными минералогическими фактами, которым посвящен этот и предыдущий тома нашего и многочисленных исследований других авторов. А факты эти, как из-

вестно, были получены при изучении околожильных изменений пород в сотнях разрезов на Букукинском, Белухинском, Антоновогорском, Мало-Соктуйском, Шерловогорском, Ангатуйском, Дедовогорском, Бом-Горхонском, Молодежном, Куналейском, Шумиловском, Спокойнинском и других месторождениях. И они вскрыли и показали тысячи псевдоморфоз и огромные масштабы процессов замещения одних минералов другими, сопровождавшихся высвобождением и перераспределением огромных масс железа, магния, марганца, кальция, алюминия, кремния и других элементов.

Не заметить всего этого, не считаться с установленной последовательностью минералообразования, с режимом формирования жильных трещин, с открытостью системы минералообразования, с непрерывными колебаниями внутреннего давления, температуры и концентрации минералообразующего раствора и изменением кислотности—щелочности среды в результате многократного отделения газовой фазы, с процессами перекристаллизации и сегрегации — это значит строить генетическую концепцию не на фактах, а вопреки фактам. Поиск научной истины требует другого подхода.

Поэтому, оставляя в силе слова, сказанные в конце первого тома, мы позволим себе остановиться лишь на тех вопросах генезиса, которые, как нам кажется, не могут быть игнорированы при разработке любой новой концепции генезиса вольфрамитовых месторождений.

Вольфрамитовые месторождения Забайкалья (Букука, Белуха, Антонова Гора, Мало-Соктуйское, Спокойнинское, Зун-Ундур, Барун-Ундур, Ангатуйское, Куранжинское, Приваловское, Увальное) имеют весьма много общего с аналогичными месторождениями Урала (Порховское, Юго-Коневское), Казахстана (Караоба, Акчатау), Западного Забайкалья (Молодежное, Куналейское, Бом-Горхон), Прибайкалья (Джида), Алтая, Саксонии (Циновец) и других регионов.

Из приведенного выше описания видно, что вольфрамитовые месторождения представляют собой жильные или грейзеновые поля, заключающие в себе десятки, а иногда и более сотни жил мощностью от нескольких сантиметров до 2,5 м каждая. Жилы залегают в различных породах; при этом, как было неоднократно показано, составы жил и сопровождающих их грейзенов тесно связаны с составом вмещающих пород, подвергшихся постмагматической гидротермальной деятельности, вызванной гранитоидными интрузиями конца юрского — начала мелового времени.

Многолетние исследования показывают, что по условиям формирования все вольфрамитоносные жилы можно разделить на образования, приуроченные к трещинам простого (одноактного?) раскрытия и сложного (многоактного) разверзания. Те и другие могут быть полого- и крутопадающими.

Жилы простого раскрытия характеризуются резкими контактами с боковыми породами, обычно подчеркнутыми жильбертитовыми оторочками. Мощность зоны околожильной грейзенизации здесь обычно не превышает 15—20 см, а в отдельных случаях составляет всего лишь 3—4 см. Мощность самих жил редко превышает 0,5 м. Жилы сложены параллельношестоватым серым кварцем с многочисленными друзовыми полостями; они богаты вольфрамитом, молибденитом, висмутином или козалитом.

Жилы сложного (многократного) раскрытия имеют мощность до 2—3 м, неясные контакты с вмещающими породами, сопровождаются широкими зонами околожильного изменения (до 2—3 м), включающими и грейзенизацию, и березитизацию, и серицитизацию, и хлоритиза-

цию, и окварцевание, и даже каолинизацию. Содержание вольфрамита в них понижается по сравнению с первыми на один — два порядка, почти исчезают молибденит, висмутовые минералы. Вместе с тем жилы относительно обогащаются сульфидами (пиритом, пирротином, галенитом), халцедоновидным кварцем, кальцитом, мелкозернистым и скрытокристаллическим флюоритом.

Принято считать, что первый из названных типов жил является более «высокотемпературным» и потому более перспективным. Однако изучение минералогии месторождений показало, что оба типа жил представляют собой генетически родственные образования, ибо в них имеет место одна и та же последовательность минералообразования и совершенно одинаковый характер начальных стадий околожильных изменений (грейзенизации). Почти на всех месторождениях Забайкалья были выявлены промежуточные жилы, сочетающие в себе признаки одного и другого типов, и это дает достаточные основания для того, чтобы рассматривать «низкотемпературные» жилы с вольфрамитом как продукт сложной тектонической жизни генетически единого комплекса вольфрамитоносных трещин, развитие которого в разных его частях остановилось в разные этапы тектонической жизни вмещающих интрузивов.

При этом выяснилось, что сами минералы, слагающие жилы, несут на себе или заключают в себе такие типоморфные признаки, которые позволяют вполне объективно восстановить условия формирования обоих типов рудных жил и ход процесса минералообразования в них.

ГЛАВА I

ТИПОМОРФИЗМ МИНЕРАЛОВ КАК ОБЪЕКТИВНЫЙ КРИТЕРИЙ ГЕНЕЗИСА КВАРЦ-ВОЛЬФРАМИТОВЫХ ЖИЛ

Изучение минералогии кварц-вольфрамитовых жил и сопровождающих их грейзенов показывает, что все минералы, слагающие жилы и околожильные грейзены, несут на себе или заключают в себе типоморфные свойства и признаки, которые позволяют с достаточной степенью объективности понять условия формирования рудных жил. Более того,

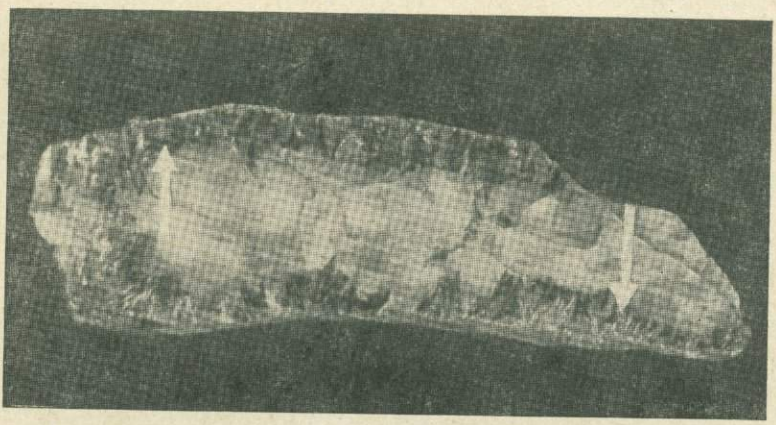


Рис. 115. Серый вольфрамитоносный кварц, заполняющий пространство между жильбертитовыми оторочками.
Молодежное, полированный образец, натуральная величина.

как правило, при этом удается подойти и к познанию источников минерального вещества. В вышеприведенных описаниях околожильных изменений на Антоновой Горе, Дедовой Горе, Ангатуе, Бом-Горхоне, Молодежном, Букуке, Белухе и других месторождениях были показаны такие источники, и здесь нет необходимости их вновь показывать. В настоящем разделе в обобщенной форме излагается материал, характеризующий лишь такие свойства важнейших минералов кварц-вольфрамитовых жил, которые выступают как объективные критерии их генезиса.

Так, например, исследованием установлено, что в сложении всех вольфрамитоносных жил месторождений Забайкалья принимают участие одни и те же морфологические типы кварца. При этом наиболее ранний серый кварц выполняет жильные трещины после образования жильбертитовых оторочек (рис. 115) и отложения на них вольфрамита, висмутина и флюорита, а не одновременно с ни-

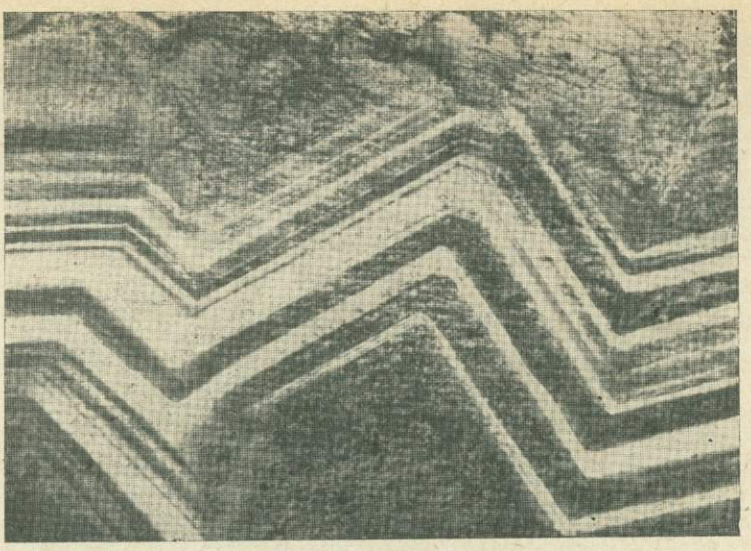


Рис. 116. Серии газово-жидких включений, располагающиеся по зонам роста кварца.
Букука, жила Мачеха, шлиф без анализатора, увеличение 40.



Рис. 117. Шапочный кварц (Kappenquarz)
Букука, карьер 18, образец, уменьшение 1 : 2.

ми и тем более не до кристаллизации всех этих минералов, как это считают некоторые исследователи (Stemprok, 1961; Рундквист, 1965). Заполнение жильных трещин кварцем происходило повсеместно в тектонически напряженной обстановке. Об этом свидетельствуют фантомы, серии газово-жидких включений, располагающиеся по зонам роста кристаллов кварца (рис. 116), присыпки пирита, флюорита и серицита, в том числе приводящие к образованию структуры шапочного кварца— Kappenquarz (рис. 117), растрескивание поверхности кристаллов мориона и раухтопаза; образование корочек мелкокристаллического и халцедоновидного кварца и другие признаки.

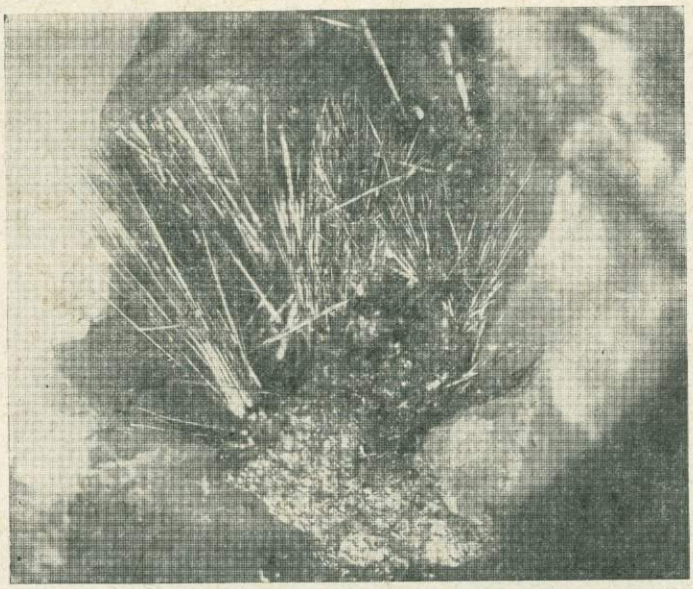


Рис. 118. Козалит из друзовой полости регенерации жильного кварца.
Букука, жила № 53, образец, натуральная величина.

Друзовые полости в кварц-вольфрамитовых жилах редко бывают первичными. Обычно они сложены «друзами регенерации» (Барабанов, 1961). Кварц в друзах регенерации бывает представлен всеми разновидностями — от мориона до горного хрусталя. Образование последних связано с перекристаллизацией и регенерацией жильного кварца вдоль зон разрыва жильных полостей при их приоткрываниях. На такое происхождение друзовых полостей указывают особенности текстуры кварца, наличие многочисленной регенерированной щебенки сдвойникованного дофинейского кварца, которая по сути дела и выполняет эти полости, своеобразие парагенезисов (козалит вместо висмутина, рис. 118), регенерированные кристаллы пирита с эпитаксически наросшими кристалликами галенита, короткопризматические кристаллы апатита и др. Таким образом, дымчатый кварц и морион являются продуктами переотложения более раннего серого кварца, а не предшествуют ему, как это считал А. Е. Ферсман (1940, с. 134) (рис. 119). Напряженная, а не спокойная, как это полагает Д. О. Онтоев (1962), тектоническая жизнь жильных трещин, заполненных кварцем, чрезвычайно сильно маскирует пер-

вичную (рис. 120) текстуру жил. Поэтому очень часто вместо параллельношествоватого и первичнодрузовидного сложения жильный кварц приобретает массивное (рис. 121) или даже поясовое сложение, обусловленное многократным приоткрыванием жильных трещин, смятием, дроблением и перетиранием жильного кварца вплоть до превращения исходного серого кварца в молочно-белую и халцедоновидную разно-

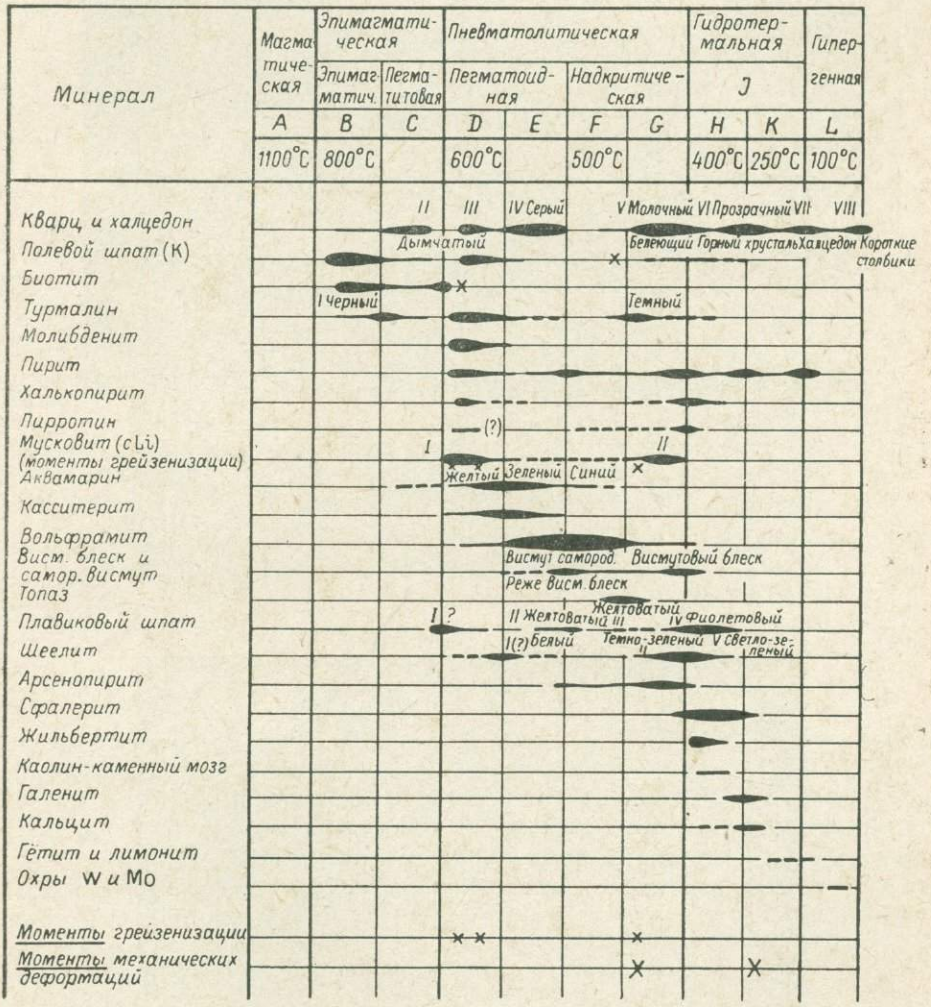


Рис. 119. Геохимическая диаграмма для вольфрамитовых жил Забайкалья (по Ферсману, 1940).

видности. Последние всегда переполнены газово-жидкими включениями. Изучение их показывает, что первичные и тем более вторичные включения возникают в резко неравновесных условиях при пересыщении растворов газовой фазой. Поэтому лишь по недоразумению эти поздние включения с преобладанием газовой фазы все еще принимаются за доказательства проявления здесь «пневматолитового» этапа минералообразования.

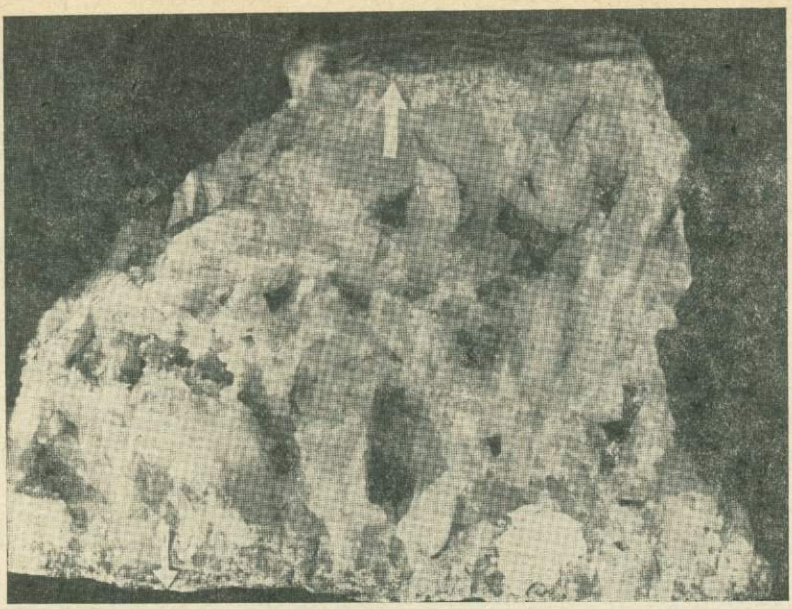


Рис. 120. Реликты первичнодрузовидной текстуры жил. Стрелки показывают жильбертитовые оторочки. Антонова Гора, образец, уменьшение 1 : 2.

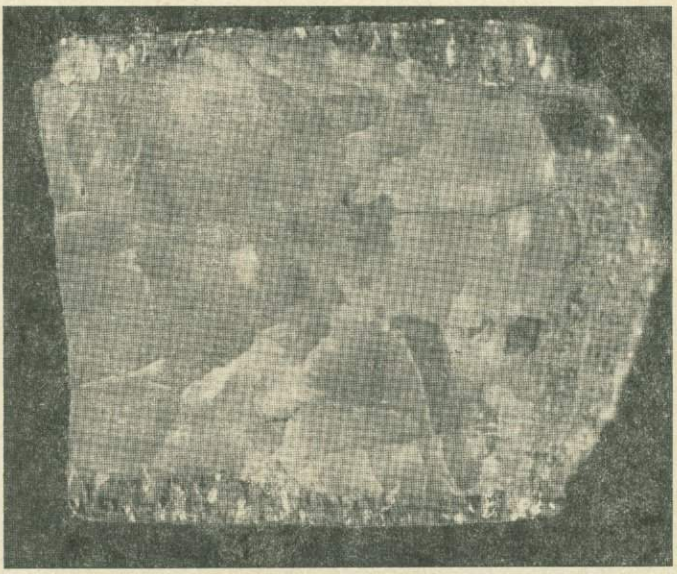


Рис. 121. Тектонизированный серый вольфрамитоносный кварц, ставший массивным. Полированный образец. Уменьшение 1 : 2.

Очень интересными в генетическом отношении являются серицит-жильбертиты. Все они обладают микрозональным строением. При этом центральная часть чешуек жильбертита обычно сложена пикрофенгитом, содержащим натрий, литий, рубиций и цезий, а периферическая — калиевым серицитом. Ранние генерации слюд и центральные зоны чешуек жильбертита, как отмечалось, образуются за счет породообразующих амфибола и биотита. Периферические зоны жильбертита и все мелкочешуйчатые серициты, как правило, возникают за счет плагиоклаза. Серициты, перекристаллизовываясь (рис. 122), как правило,



Рис. 122. Перекристаллизация мелкочешуйчатого серицита на контакте околожильного грейзена с жилой (черное — жильный кварц).
Шлиф, николи ×, увеличение 72.

превращаются в крупночешуйчатые слюды оторочек жил, ошибочно называемые «мусковитами» (Повилайтис, 1960; Каленов, 1963). Эти слюды «жильбертиты», составляющие оторочки микро- и макрожил (рис. 115, 120, 121), представляют собой метасоматически-конкреционные образования, возникающие в процессе околожильной грейзенизации боковых пород за счет изменения породообразующих минералов (амфибола, биотита, плагиоклаза), а не привносятся в жилы в готовом виде ювенильным раствором из неведомых глубин, как это думают Д. О. Онтоев (1962) и А. Д. Каленов (1963).

Во многих рудных жилах Антоновой Горы (Докторович-Гребницкий, 1921), Букуки, Белухи, Зун-Ундура и других месторождений широко представлены микроклин и альбит. Калиевый полевой шпат многими исследователями рассматривался как очень ранний и «высокотемпературный» минерал (Ферсман, 1940, с. 134; Чухров, 1960, с. 140; Повилайтис, 1960, с. 117; Ермилова, 1964, с. 164). А. Е. Ферсман (1940, с. 134) считал, что полевой шпат в наших жилах начинает кристаллизоваться в геофазу В при температуре около 800° С (рис. 119).

Изучение микроклина и альбита показало, что появление их в рудных жилах теснейшим образом связано с процессом околожильной грейзенизации вмещающих жилы гранитоидов при недостатке в грейзени-

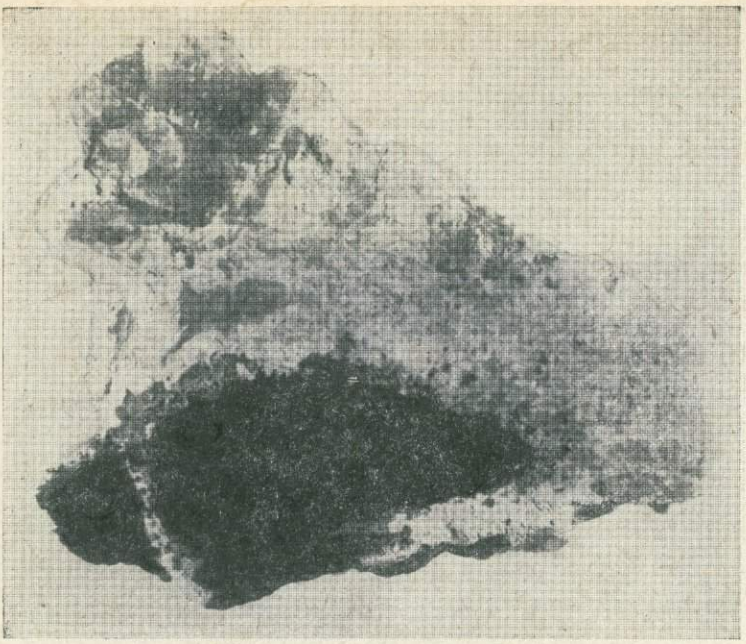


Рис. 123. Альбит (светло-серое), замещающий жильный кварц (темно-серое), и вольфрамит (черное).
Полированный образец, натуральная величина.



Рис. 124. Замещение альбитом (серое) жильного кварца (белое).
Шлиф, без анализатора, увеличение 40.

зирующем растворе свободной HF. В этом случае в процессе грейзенизации замещается серицитом лишь анортитовая составляющая плагиоклаза с одновременным обособлением альбита и какого-либо кальцийсодержащего минерала (флюорита, шеелита, апатита, кальцита). Микроклин при этом серицитизации, как правило, не подвергается; в процессе же грейзенизации он переполняется массой газово-жидких включений, становится бурым, непрозрачным, что многими принимается за «пелитизацию» (Ермилова, 1964, с. 87; Повилайтис, 1960, с. 117). Уже



Рис. 125. Замещение микроклином (серое) кварца (черное) в друзовой полости среди околожильного грейзена. Шлиф, николи ×, увеличение 80.

появление газово-жидких включений свидетельствует о начинающемся растворении калиевого полевого шпата. Этот процесс нарастает вблизи жил, и здесь микроклин оказывается легкоподвижным, накапливающимся или мигрирующим в кварц-вольфрамитовые жилы, где он замещает жильный кварц, резорбирует и цементирует обломки вольфрамита, кристаллы висмутина и других минералов. Переотложенный микроклин отличается от исходного, породообразующего микроклина высокой степенью упорядоченности и отсутствием растворенного в нем альбита (Барабанов, Нгуэн Ван Хоай, 1974). Аналогичным образом ведет себя альбит (рис. 123), обособившийся при деанортизации плагиоклаза.

Следы миграции микроклина и альбита отчетливо фиксируются и при изучении околожильных грейзенов, что неоднократно уже отмеча-

лось в литературе (Барабанов, 1961; Ермилова, 1964; Чухров, 1960; Stemprok, 1961; Барабанов, Нгуэн Ван Хоай, 1974) (рис. 124, 125).

Практическое отсутствие микроклина и альбита в жилах многократного раскрытия свидетельствует о том, что полевые шпаты являются продуктами ранних стадий околожильной грейзенизации и их образование относится именно к этому этапу изменения боковых пород, а не к более поздним, как считают некоторые исследователи (Беус, 1963; Рундквист, 1965, и др.). При высокой активности в грейзенизирующем растворе HF (Шерловая Гора, Тоготуй, Шумиловка) микроклин замещается топазом.

Подобно вышеописанным минералам флюорит также широко «мигрирует» в жилах и грейзенах. Первичные генерации флюорита образуются за счет кальция плагиоклаза и амфибола боковых пород в процессе их околожильного изменения (грейзенизации). Об этом свидетельствуют многочисленные псевдоморфозы флюорита и светлой слюды по названным минералам, которые наблюдались в тысячах шлифов из околожильных грейзенов.

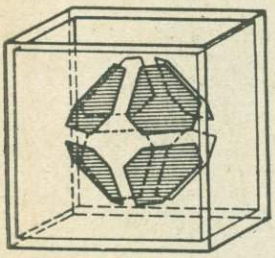


Рис. 126. Схема зонарных кристаллов флюорита из кварц-вольфрамитовых жил Забайкалья.

Флюорит, образовавшийся таким образом, теми же грейзенизирующими растворами выносится в жилы и прожилки при их приоткрывании и здесь в зависимости от условий кристаллизуется в виде одиночных кристаллов, друз, щеток, мелкозернистых, скрытокристаллических или колломорфных масс. Интересным является факт зависимости формы кристаллов флюорита от соотношения в минералообразующем растворе фтора и кальция. Эта эволюция выражается в смене форм: октаэдр — ромбододекаэдр — куб по мере понижения активности фтора в растворе (рис. 126).

Главная масса кальцита в рудных жилах обязана также процессу изъятия кальция из плагиоклаза боковых пород, но уже в более поздние стадии их изменения. Высвобождение кальция происходит при серицитизации плагиоклаза под действием растворов, содержащих углекислый калий. При этом более основной плагиоклаз сильнее подвергается серицитизации. Поэтому и количество кальцита в жилах целиком определяется степенью известковистости вмещающих гранитоидов. Грейзенизирующими растворами кальций выносится из зон околожильного изменения в жилы и здесь кристаллизуется в виде папиршпата, таблитчатых, ромбоэдрических или призматических кристаллов. Как и в случае флюорита, установлено, что в зависимости от активности углекислоты в растворе форма кристаллов кальцита эволюционирует в направлении: базопинакоид — ромбоэдр — призма. Призматические кристаллы растут из растворов, имеющих наименьшее пересыщение углекислотой. Эволюция форм кальцита подобно флюориту хорошо прослеживается на зональных кристаллах. Количество таких кристаллов на некоторых месторождениях весьма велико.

Рудные минералы заключают в себе вполне объективную информацию об условиях своего генезиса и кварц-вольфрамитовых жил в целом. Главная масса вольфрамита в жилах Забайкалья образуется в раннюю стадию их формирования, после формирования жильбертитовых оторочек, но до кристаллизации жильного кварца, а не совместно с ним и тем более не позже серого вольфрамитоносного кварца, как считают некоторые исследователи (Ермилова, 1964, с. 164; Повилайтис, 1960, с. 69; Рундквист, 1965).

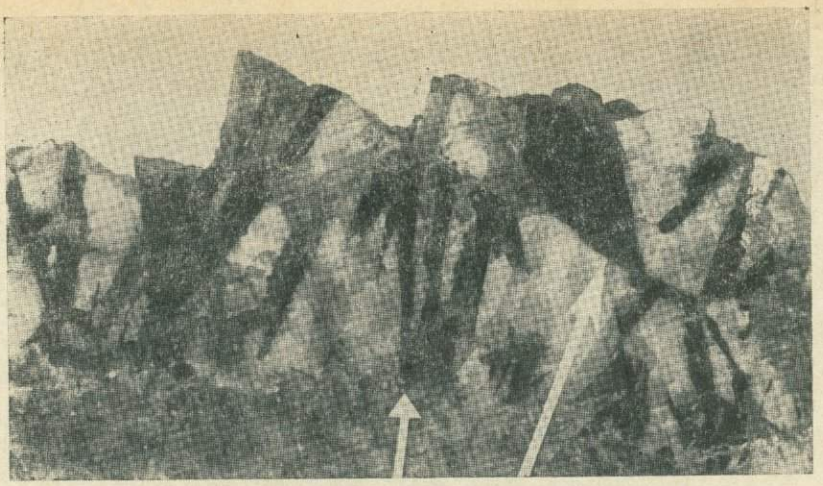


Рис. 127. Кристаллы вольфрамита, свободно росшие от зальбанда жилы (маленькая стрелка), раздробленные и смещенные (большая стрелка).
Полированный образец, натуральная величина.

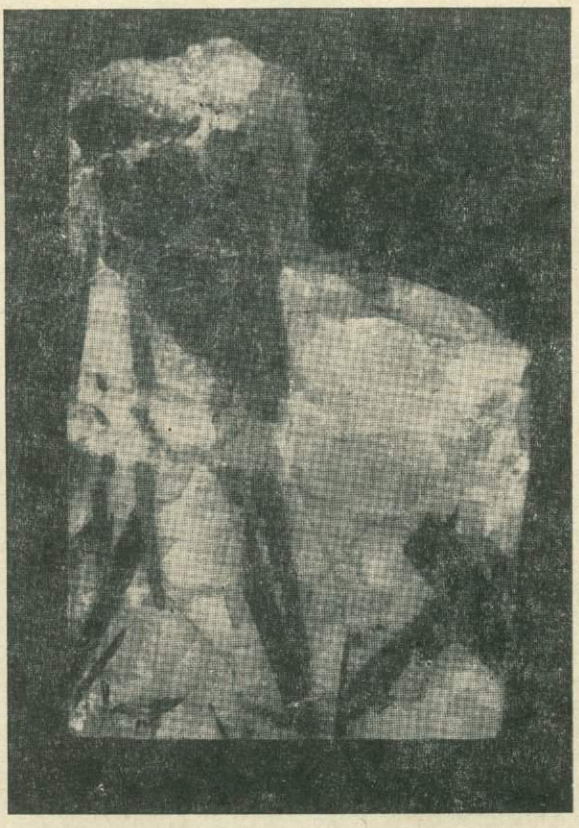


Рис. 128. Залечивание раздробленных кристаллов вольфрамита кварцем Ангатуй.
Полированный образец, натуральная величина.

После заполнения жильных полостей кварцем вольфрамит вместе с другими минералами подвергался сложным процессам метаморфизма, включающим дробление (рис. 127), залечивание (рис. 128), истирание, химическое преобразование, замещение пиритом, шеелитом, тунгститом и перекристаллизацию. Без учета всех этих процессов распределение вольфрамита в жилах объяснить невозможно, так же как невозможно объяснить «взвешенность» обломков его кристаллов высокой плотностью «кремнеземо-рудоносной вязкой массы» (Чуриков, 1959, с. 248).

Установлено, что состав вольфрамита определяется не глубиной эрозионного среза вольфрамитоносных жил (Тетяев, 1926; Хасин, 1949),

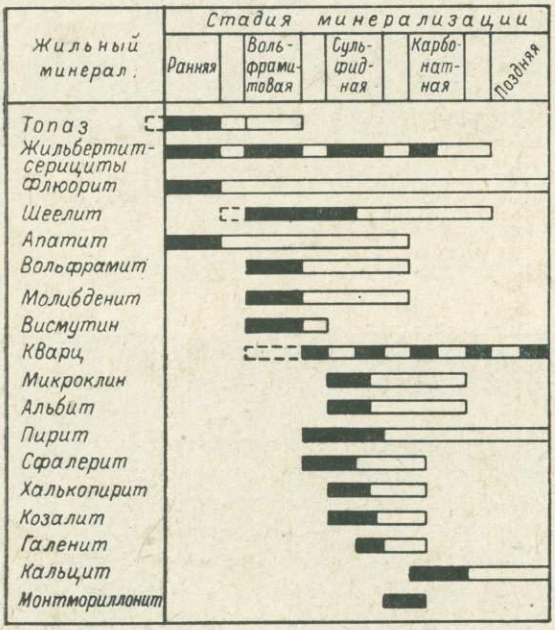


Рис. 129. Схема последовательности кристаллизации минералов в кварц-вольфрамитовых жилах Забайкалья.

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 — марганец, железо или кальций.

Влияние среды проявляется не только на месторождениях (шеелитоносные скарны на контакте гранитоидов с карбонатными породами, фербериты Барун-Шивеи в ожелезненных сланцах и кварцитах кангильской свиты Агинской плиты, гюбнериты Бом-Горхона в биотитовых, богатых марганцем гранитах и т. п.), но и в пределах любой жилы, когда она переходит из одной вмещающей породы в другую. Влияние среды проявляется и в обогащении жил вольфрамитом в местах пересечения ими ксенолитов сланцев, кварцевых порфиров и других богатых железом пород, которыми часто переполнены апикальные части лейкократовых вольфрамоносных гранитоидных интрузивов. Влияние среды проявляется, наконец, в приуроченности богатого вольфрамитового оруденения к контакту гранитов с вмещающими сланцами (например, на

Спокойнинском месторождении и на Антоновой Горе). В последнем случае эта зависимость долгие годы упорно объяснялась «экранизацией вольфрамового оруденения» сланцевой толщей.

Меланократовые участки вмещающих жилы пород выступают, таким образом, повсеместно в роли осадителей вольфрамового ангидрида из минералообразующих растворов в форме вольфрамита. В породах, богатых плагиоклазами, в тех же условиях наблюдается обогащение рудных жил шеелитом.

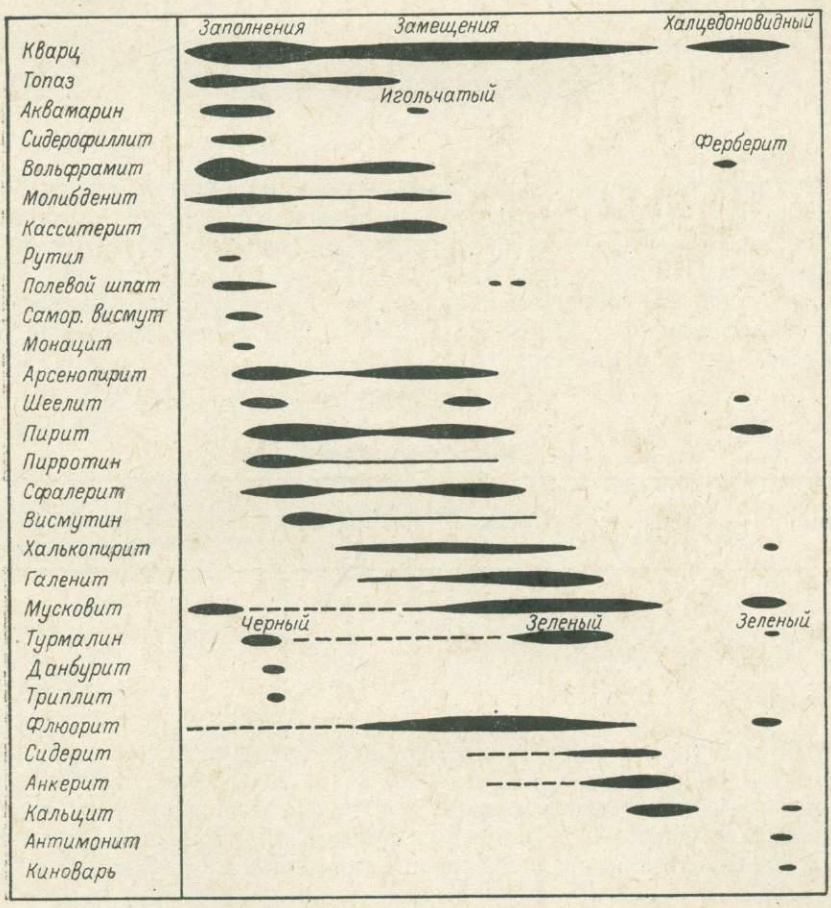


Рис. 130. Схема последовательности кристаллизации главнейших минералов в кварц-вольфрамитовых жилах Забайкалья (по Левицкому, 1939).

Поэтому, не говоря уже об отсутствии фактических данных об образовании в жильном кварце метакристаллов вольфрамита, замещение вольфрамитом и шеелитом жильного безрудного кварца не имеет места и потому, что в жильные трещины привносятся легкорастворимые соединения вольфрама, а не вольфраматы железа, марганца и кальция.

Общая последовательность кристаллизации минералов в кварц-вольфрамитовых жилах Забайкалья показана на рис. 129. Она заметно отличается от аналогичных схем, предложенных в свое время А. Е. Ферсманом (рис. 119) и О. Д. Левицким (рис. 130).

ГЛАВА II

ГЕОХИМИЯ ВОЛЬФРАМА

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/см³ 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

Таблица 116

Изотопы вольфрама

Изотоп	Природные, % от суммы встречающихся	Искусственные, $T_{1/2}$ (период полураспада)	Изотопы	Природные, % 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}	24,41	—
W_{183}	14,4	—	W_{187}	—	23,85 ч

$6{,}55 \cdot 10^{-5}$ 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.

Вольфрам (точнее вольфрамовый ангидрид) открыл в 1781 г. знаменитый шведский химик Карл Вильгельм Шееле (1742—1786), обрабатывая минерал тунгстенит, названный впоследствии шеелитом,

различными кислотами. Металлический вольфрам был выделен в 1783 г. 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 мало исследованной. Первая попытка в какой-то степени заполнить этот пробел была сделана нами на II Всесоюзном совещании по минералогии и геохимии вольфрамовых месторождений СССР в 1968 г. (Барабанов, 1968б). Полный текст доклада был трижды опубликован (Барабанов, 1970, 1971б; Barabanov, 1970a).*

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. 116).

Вольфрам кристаллизуется в объемноцентрированной кубической решетке с $a = 3{,}1586$ кХ. Его атомный радиус, равный $1{,}41 \cdot 10^{-4}$ мкм, довольно близок к размерам атомов Al, Zn, Nb, Mo, Tc, Pu, Ph, Pd, Te, I, Ta, Re, Os, Ir, Pt, Sn и U. Ионные радиусы: W^{4+} — 0,68, W^{6+} — $0{,}65 \cdot 10^{-4}$ мкм. Они близки соответственно: W^{4+} — ионным радиусам V^{3+}, Mn^{3+}, Fe^{2+}, Co^{2+}, Ni^{2+}, Zn^{2+}, Ge^{2+}, Mo^{4+}, Tc^{2+}, Ru^{4+}, Ph^{4+}, Sn^{4+}, Te^{4+}, Ta^{5+},

Таблица 117

Кристаллохимические свойства вольфрама и близких к нему элементов

Характеристика	Nb^{5+}	Ta^{5+}	Ti^{4+}	Zr^{4+}	Hf^{4+}	Th^{4+}	TR^{3+}	Sn^{4+}	W^{6+}	Fe^{3+}	Литературный источник
Радиус иона, 10^4 мкм .	0,66	0,66	0,64	0,82	0,82	0,95	1,02	0,67	0,65	0,67	(Белов, 1954; Бокий, 1960)
Координационное число	6	6	6	6—8	6	6	8	6	4*	6	Кей, Лэби, 1949)
Ионный потенциал .	7,25	7,25	6,25	4.60	4,65	3,63	2,46	5,40	8,82	4,50	
Потенциал ионизации, в	49,3	44,8	44,6	33,83	31,0	29,4	19,2	40,57	—	16,24	
Электроотрицательность, ккал/г-атом . .	240	210	260	200	180	170	147	235	235	245	То же
Коэффициент ионного замещения (обмена) .	0,28	—	0,28	0,20	0,27	0,16	0,12	0,14	0,28	0,22	„
Коэффициент энергии решетки	3150	3150	2150	1980	1995	1750	900	2080	1684	1280	(Ферсман, 1953)

* Установлено эффектом Ландсберга—Раммана.

* И только после этого появилась «Геохимия молибдена и вольфрама» (М., «Наука», 1971), в которой почему-то утверждалось (с. 3), что она «является первой работой такого рода» (разрядка моя — *В. Б.*).

Re^{4+}, Bi^{5+}, At^{6+}; W^{6+} — ионным радиусам V^{4+}, V^{5+}, Mn^{4+}, Fe^{3+}, Co^{3+}, Ni^{3+}, Ga^{3+}, As^{3+}, Nb^{5+}, Mo^{6+}, Sb^{5+}, I, Re^{7+}, At^{7+}. Кристаллохимические свойства вольфрама и близких к нему элементов приведены в табл. 117.

С учетом близости некоторых других геохимических свойств элементов в решетках природных вольфрамитов кроме хорошо известных Sc, Mo, Nb, Ta следует ожидать присутствия Si,* V,** Al, 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, 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 молибдена и составляет всего лишь 0,09 В.

В соответствии с расположением энергетических уровней атомных орбиталей (Mahootian, 1968) у вольфрама в сравнении с молибденом наблюдается большое различие, оно выражается в том, что при сравнительном постоянстве уровней энергий 4*s*, 4*p*, 5*s*, 5*p* и 6*s*-орбиталей уровни энергий 4*d*, 4*f* и 5*d*-орбиталей вольфрама значительно ниже уровней энергий аналогичных орбиталей молибдена. Вследствие этого у вольфрама энергетический уровень 4*d* намного ниже уровня 5*s*, хотя у молибдена они почти равны. Уровень энергии 4*f*-орбитали у вольфрама ниже уровней 5*p*, 5*d* и 6s-орбиталей, в то время как у молибдена он намного выше их. Наконец, уровень энергии 5*d*-орбитали у вольфрама ниже уровня энергии 6*s*-орбитали, а у молибдена — выше.

В результате этого энергетическая схема уровней атомных орбиталей у молибдена выглядит так:

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

а у вольфрама:

$$2s \rightarrow 2p \rightarrow 3s \rightarrow 3p \rightarrow 3d \rightarrow 4s \rightarrow 4p \rightarrow 4d \rightarrow 5s \rightarrow 4f \rightarrow 5p \rightarrow 5d \rightarrow 6s.$$

Итак, валентные электроны и у Mo, и у W находятся на двух уровнях — $(n-1)d$ и ns-орбиталях, при этом значения их энергий у Mo близки и у W — отличны. Валентные $5d^4\ 6s^2$ электроны у вольфрама находятся на большем расстоянии от ядра и эффективно экранированы слоем $4f^{14}$. В результате уже третий потенциал ионизации у вольфрама оказывается меньше, чем у молибдена, на 3,05 эВ, а четвертый потенциал — на 5,17 эВ и т. д. Меньшая прочность связи валентных электронов у вольфрама в соответствии с общим для переходных элементов свойством в направлении от Mo к W проявляется в повышении устойчивости их высших степеней окисления и в склонности W к образованию соединений с кислородом, а у Mo — с серой. В итоге MoS_2 у молибдена и вольфраматы Ca, Mn и Fe у вольфрама — главные формы нахождения эндогенных молибдена и вольфрама в природе.

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 с полиэдрами CaO_8, образующее структуру, близкую к циркону и ангидриту (Барнард, 1968).

---

* Замещение вольфрама кремнием показано автором.

** Замещение вольфрама ванадием в решетке шеелита недавно установлено методом ЭПР.

Считалось, что в ферберите ионы Fe^{2+} и W^{6+} занимают соответственно половину октаэдрических полостей в слабодеформированной плотнейшей гексагональной решетке, сложенной ионами кислорода (Ülku, 1967). Цепочки зигзагообразно соединенных октаэдров $(Mn, Fe)O_6$ и WO_6, вытянутые вдоль оси *c*, составляют основу структуры вольфрамита (Поваренных, 1961). Однако недавно (Salje, 1973) путем использования рамановской спектроскопии было определено, что фононовая частота соединений шпинелевого Na_2WO_4, Li_2WO_4, шеелитового (Ca, Pb, Sr, Ba) WO_4 и вольфрамитового типов (Ni, Co, Mn, Zn, Cd) WO_4 показывает тетраэдрическую координацию вольфрама, в то время как Na — W бронзы, $Na_xWO_3 (0 \leqslant x \leqslant 0{,}28)$, характеризуются октаэдрической координацией.

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 комплéксообразованию, вследствие чего среди соединений вольфрама широко известны различные высокомолекулярные гетеро-, аква- и изополисоединения.

Существование в растворах при нормальных условиях той или иной формы вольфрамат-ионов определяется прежде всего кислотностью—щелочностью среды. Так, в щелочных растворах с 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: $6[WO_4]^{2-} + 7H^+ \rightleftarrows 6H[WO_4]^- + H^+$; $6H[WO_4] + H^+ \rightleftarrows [HW_6O_{21}]^{5-} + 3H_2O$. 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

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

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

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

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 $[O_2]$:

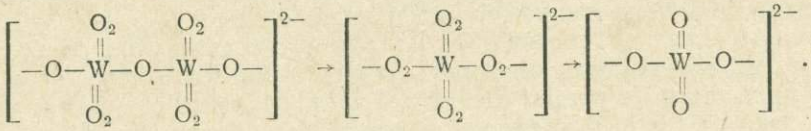
$$2\,[WO_4]^{2-} + 4H_2O \rightleftarrows [W_2O_3(O_2)_4]^{2-} + 2OH^- + 3H_2O.$$

При дальнейшем повышении концентрации H_2O_2 в растворе происходит образование тетрапероксомоновольфрамат-ионов: $[W_2O_3(O_2)_4]^{2-} +$

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

$$[W_2O_3(O_2)_4]^{2-} \rightarrow [W(O_2)_4]^{2-} \rightarrow [WO_4]^{2-}$$
$$CO_2 \leftarrow \qquad\qquad \rightarrow pH.$$

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. Возникающие 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 гетерополикислот и их солей.

Метавольфраматы типа $M_6[H_2W_{12}O_{40}]$ изоморфны с солями вольфрамовых гетерополикислот. Это дает основание считать, что и метавольфрамовая кислота является гетерополикислотой, и ее истинная формула не $H_6[H_2W_{12}O_{40}] \cdot 24H_2O$, а $H_6[H_2(W_3O_{10})_4] \cdot 24H_2O$. Рентгеновские исследования подтвердили это (рис. 131; Реми, 1966). Таким образом, два атома водорода ее выполняют ту же роль, что Si, B, Ge, As, P, Mo 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* 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 собой кислотных остатков, т. е. конденсация 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, играющих 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).

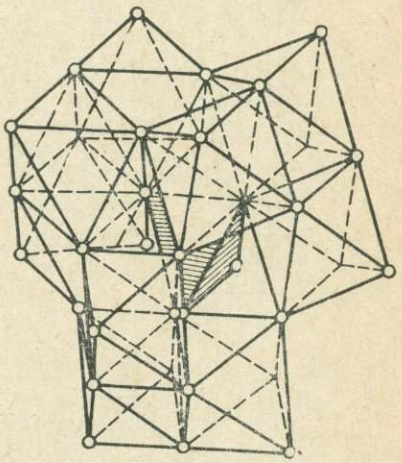


Рис. 131. Расположение октаэдров $[WO_6]$ вокруг центрального тетраэдра $[SiO_4]$ в гетерополикислотах типа додекавольфрамиткремниевой кислоты. Видны три группы октаэдров $[WO_6]$.

В геохимии вольфрама традиционным является допущение важной роли в переносе 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. Термодинамическая характеристика некоторых хлоридов и оксихлоридов вольфрама с дополнениями, взятыми нами из других источников, дана Г. И. Новиковым (1965) (табл. 118).

Распределение вольфрама в природе лишь в последние десятилетия получило достаточно надежную количественную характеристику. Распространенность вольфрама в космосе может быть оценена по данным исследования образцов метеоритов. Такая систематическая работа с помощью нейтронно-активационного анализа была проведена, полученные данные приведены в табл. 119.

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

Термодинамическая характеристика некоторых хлоридов и оксихлоридов

Соединение	Состояние	$-\Delta H^\circ_T$, ккал/моль	$-\Delta S^\circ_T$, э. е.	T, °С	$-\Delta H^\circ_{298}$	$-\Delta S_{298}$
WCl_2	Тв.	59	28	250—450	60	30
	Пар	—30	—10		—	—
WCl_4	Тв.	121	84		22	87
	Пар	83	37		—	—
WCl_5	Тв.	135	97		137	102
	Пар	117	66		—	—
$\frac{1}{2}\ W_2Cl_{10}$	Пар	122	72		—	—
WCl_6	Тв.*	158	118		162 (163,1)	125
	Пар	138	90		—	—
$WOCl_4$	Тв.	183	117	220—350	177,5	—
	Ж.	179	111		—	—
	Пар	162	79		—	—
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)	—

* $T_{пл} = 290$ °С.

Goldschmidt (1954) — 14,5, Suess, Urey (1956) — 0,49, Atkins, Smalcs (1960) — 0,11, Cameron (1959) — 0,105, Clayton, Fowler (1961) — 0,20, Amiruddin, Ehmann (1962) — 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 1 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. Так, по данным А. П. Виноградова, Э. Е. Вайнштейна и Л. И. Павленко (1958), среднее содержание вольфрама составляет, %: в ультраосновных породах — $7{,}7 \cdot 10^{-5}$ (14 образцов), в основных породах $8{,}5 \cdot 10^{-5}$ (11 образцов) в средних породах — $1{,}99 \cdot 10^{-4}$ (8 образцов), в кислых породах — $2{,}4 \cdot 10^{-4}$ (8 образцов). Из этих данных следует отчетливая зависимость содержания вольфрама от содержания в породах кремнезема. Как и для молибдена, эта зависимость имеет прямолинейный характер.

По данным С. А. Щека, Н. А. Куренцова и др. (1969), содержание вольфрама в серии основных и ультраосновных пород, поднятых со дна Индийского океана, составляет $(1{,}7 \div 6{,}4) \cdot 10^{-4}$, а молибдена — $(4 \div 6) \cdot 10^{-4}$%. С помощью высокочувствительного колориметрического анализа сборных проб А. В. Ухоловым и В. С. Рассказовой (1973) найдены следующие содержания вольфрама, %: альпинотипные ультраосновные породы — $2 \cdot 10^{-5}$ (среднее для 6 крупных массивов Урала и Сибири), кимберлиты — $1 \cdot 10^{-4}$ (трубки «Удачная», «Дальняя», «Зарница»), включения шпинелевых и гранатовых перидотитов, гранатовых пироксенитов, эклогитов в трубке «Обнаженная» — $3 \cdot 10^{-5}$.

Таблица 119

Распространенность вольфрама в космосе

Образец	Количество анализов	Содержание вольфрама, г/т		Литературный источник
		пределы колебания	среднее	
Железные метеориты:				
Сан-Мартин	2	2,60—2,68	2,64	(Atkins, Smales, 1960)
Каньон Дьявола	3	1,42—1,87	1,61	То же
Хенбери	2	0,75—0,77	0,76	„
„	5	0,32—1,27	0,78	(Hamaguchi e. a., 1961)
Каньон Дьявола	3	0,70—1,28	1,17	То же
Разные образцы	5	0,78—1,45	1,16	(Amiruddin, Ehmann, 1962)
Каменные метеориты:				
среднее	12	0,07—0,19	1,136	(Atkins, Smales, 1961)
высокожелезистый хондрит из Форест-Сити	4	0,14—0,37	0,26	(Hamaguchi e. a., 1961)
маложелезистый хондрит из Модока	2	0,11—0,15	0,13	То же
хондрит из Нуево Лоредо	1	—	0,11	„
палласит	1	—	0,028	„
среднее для хондритов	—	—	0,15	(Виноградов, 1962)
то же	29	0,080—0,19	0,14	(Amiruddin, Ehmann, 1962)
оливин палласита из Спринг-уотер	—	—	1,88	То же
среднее для ахондритов	13	0,005—0,12	0,067	„
Тектиты:				
австралит	1	—	1,84	„
индохинит	1	—	1,22	„
явант	1	—	1,12	„
филиппинит	1	—	2,35	„
стекло из Ливийской пустыни	1	—	0,12	„
австралит	4	0,6—0,8	0,65	(Taylor, 1966)
Троилит из метеоритов:				
Каньон Дьявола, кусковой образец	2	—	0,013	(Amiruddin, Ehmann, 1962)
пылевидный образец	1	—	0,02	То же

Для осадочных пород А. П. Виноградовым и др. (1958) 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» (с. 407).

Однако изучение опорного разреза Северного Сихотэ-Алиня по линии Комсомольск-на-Амуре — Советская Гавань, проведенное сотрудниками Дальневосточного геологического института (Роль литогенеза..., 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 $40 \cdot 10^{-4}$% молибдена в осадках меловой флишоидной формации.

Изучение же разреза пермских вулканогенно-терригенных образований Даубихинской структурно-фациальной зоны П. Г. Недашковским,

Таблица 120

Содержание вольфрама в осадочных и морских отложениях

Порода	Количество анализов	Содержание вольфрама, г/т		Место взятия образца	Литературный источник
		пределы колебаний	среднее		
Сланцы и глины:					
глина	Состав из 7614 образцов	—	1,8	Русская платформа	(Виноградов и др., 1958)
глинистый сланец, алевролит, аргиллит	23	1,2—9,0	3,8	Уганда	(Jeffery, 1959)
глины и сланцы, среднее содержание	—	—	1,8	Для всего мира	(Turekian Wedepohl, 1961)
то же	—	—	2,0	То же	(Виноградов, 1962)
сланец, среднее содержание	—	—	1,9	»	(Horn, Adams, 1966)
сланцы и глины	—	—	1,5	Индия	(Dekate, 1967)
Песчаники:					
песок	Состав из 6107 образцов	—	1,6	Русская платформа	(Виноградов и др., 1958)
песчаник	5	1,2—5,5	3,6	Уганда	(Jeffery, 1959)
песчаник, среднее содержание	—	—	1,6	Для всего мира	(Turekian, Wedepohl, 1961)
песчаник и кварцит	—	—	1—2	То же	(Pettijohn, 1963)
песчаник, среднее содержание	—	—	1,6	»	(Horn, Adams, 1966)
песчаник	—	—	1,5	Индия	(Dekate, 1967)
железистый песчаник и глина	—	—	4,3	»	То же
Карбонатные породы:					
известняк	4	0,2—0,7	0,48	Уганда	(Jeffery, 1959)
карбонатные породы, среднее содержание	—	—	0,6	Для всего мира	(Turekian, Wedepohl, 1961)
то же	—	—	0,56	То же	(Horn, Adams, 1966)
известняк и доломит	—	—	0,4	Индия	(Dekate, 1967)
Органогенные осадочные породы:					
уголь	596	40—440	90	Западная Вирджиния	(Headlee, Hunter, 1953)
антрацитовая зола	—	8—90	—	Трансильвания	(Nunn e. a., 1953)
углистый сланец и лигнит	—	—	2,5	Индия	(Dekate, 1967)
Современные морские осадки:					
кислотно-растворимая часть Mn желваков	—	50—100	—		(Riley, Sinhaseni, 1958)
красная глина	5	16—18	17	Северо-восточная часть Тихого океана	(Исаева, 1960)
донные осадки	145	5—70	12—20	Охотское море	То же
глубоководная морская глина, среднее содержание	—	1—10	—	Для всего мира	(Turekian, Wedepohl, 1961)

Продолжение табл. 120

Порода	Количество анализов	Содержание вольфрама, г/т		Место взятия образца	Литературный источник
		пределы колебаний	среднее		
морской глубоководный карбонат . . .	—	0,1—1,0	—	Для всего мира	(Turekian, Wedepohl, 1961)
глина и песок	—	15—40	—	Вблизи Камчатки	(Петелин, Остроумов, 1961)
глубоководные морские осадки	4	3,18—5,35	4,5	Средняя часть Тихого океана	(Amiruddin, Ehmann, 1962)
океаническая глина, среднее содержание	—	—	1,1	Для всего мира	(Horn, Adams, 1966)
песчанистые и глинистые осадки	—	10—130	—	Черное море	(Пилипчук, Волков, 1966)
океанический карбонат	—	—	0,11	Для всего мира	(Horn, Adams, 1966)

Е. П. Леликовым и др. (1971) показало, что средневзвешенное содержание вольфрама составляет 1,9 (282 определения), а молибдена — 1,3 г/т (280).

Рассматривая гидрогеохимические особенности распределения вольфрама на вольфрамовых месторождениях южного склона Большого Кавказа, Б. З. Зауташвили и И. В. Нанадзе (1972) отмечают, что в рудных и ореольных водах отмечается значительное по сравнению с фоном накопление вольфрама (от 0,3 до 12γ). Увеличение содержания вольфрама наблюдается и в грунтовых (безнапорных) водах, распространенных ниже зон оруденения.

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 А. Амируддин и В. Эман (Amiruddin, Ehmann, 1962). Они определили содержание вольфрама в глубоководных осадках центральной части Тихого океана (к западу от Гонолулу, Гавайские острова, координаты 19°02′ с. ш., 177°18′ з. д.) и

Таблица 121

Содержание вольфрама в гранитах и гранитоидах

Регион	г/т	Литературный источник
Норвегия	30	(Noddack, 1930)
Гарц (ГДР)	4	То же
Анды (Южная Америка)	20	»
Шварцвальд (ФРГ)	83	(Hevesy, Hobbie, 1933)
Северная Америка	1,5	(Sandell, 1946)
Африка	1,3	
»	7	(Landergren, 1948)
Япония	2,0	(Kuroda, 1956)
Африка	1,4	(Jeffery, 1959)
Северный Кавказ	3,6	(Студеникова и др., 1960)
Япония	0,66	(Hamaguchi e. a., 1962)
Алтай	2,0	(Сотников, Изюмова, 1965)
Индия	3,7	(Dekate, 1966)
Забайкалье, СССР:		
Борщовочные граниты	1,5/32	(Таусон, Антипин и др., 1971)
Кыринские граниты и гранитоиды главной фазы	1,9/28	То же
Кыринские лейкократовые и биотитовые граниты	1,5/32	»
Аманские граниты и гранитоиды	1,7/118	»
Бичурские граниты	1,2/29	»
Куналейские граниты и граносиениты	2,5/132	»
Гуджирские биотитовые и лейкократовые граниты	2,1/212	»
Амуджикано-Сретенские граниты и гранодиориты	2,1/75	»
Кукульбейские граниты	1,5	(Иванова, Бутузова, 1968)
Кукульбейско-Хараягинские биотитовые и лейкократовые граниты	4,1/171	(Таусон, Антипин и др., 1971)
Керчуганские лейкократовые граниты-аляскиты	1,6/100	То же

Примечание: В данных для гранитоидов Забайкалья: числитель — содержание W, знаменатель — число исследованных образцов.

установили, что оно весьма велико и, кроме того, увеличивается с глубиной. В интервале 12—16 см от дна океана содержание вольфрама составляло 3,18, в интервалах 56—60 см — 4,61, 214—218 см — 4,92, 369—373 см — 5,35 г/т. Определение возраста осадков показывает, 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.

Содержание вольфрама в осадочных и морских отложениях приведено в табл. 120 (Krauskopf, 1970, и др.).

В обобщающей работе по содержанию химических элементов в главных типах изверженных пород А. П. Виноградов (1962) указывает для гранитов содержание вольфрама 1,5 г/т ($1{,}5 \cdot 10^{-4}\%$). Эта цифра в какой-то степени повторена Г. Ф. Ивановой и Е. Г. Бутузовой (1968) спектральным методом (спектрограф ИСП-51 с камерой УФ-85) при чувствительности до $10^{-4}\%$ и коэффициенте вариации единичного определения вольфрама $\pm 20\%$. Однако их данные не подтверждаются другими исследователями.

Г. Ф. Иванова (1963) считает, что содержание W в неизмененных биотитовых гранитах не зависит от наличия в них вольфрамового оруденения: в обоих случаях оно составляет около 1,2 г/т. Этот вывод также не подтверждается более детальными исследованиями.

Г. Б. Левашов и П. Г. Недашковский (1971) дитиоловым методом с чувствительностью 0,00002% установили, что в невольфрамоносных гранитоидах Приморья среднее содержание W составляет 1,8 г/т (154 анализа), а в вольфрамоносных — 2,2 г/т (170 анализов).

Все известные нам определения содержаний вольфрама в гранитоидах различных регионов приведены в табл. 121. Если исключить из этой таблицы два очень старых определения (Noddack, 1930; Hevesy, Nobbie, 1933) и два крайних значения, полученных в послевоенные годы (Landergren, 1948; Hamaguchi, 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 гранитах можно принять в настоящее время равным $2 \cdot 10^{-4}\%$.

В табл. 122 (Krauskopf, 1970) представлены средние содержания вольфрама в изверженных и метаморфических породах.

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» (с. 277). Действительно, присутствие вольфрама обнаружено ныне во многих породообразующих и жильных минералах. Однако низкая чувствительность спектрального метода (10^{-3}—$10^{-4}\%$), остающегося все еще главным аналитическим методом определения вольфрама, не позволяет во всех случаях дать количественную характеристику распределения рассеянного вольфрама в минералах.

В табл. 123 даны содержания вольфрама в породообразующих минералах по Г. Ф. Ивановой (1967) и Dekate (1966). Более поздние исследования В. В. Ляховича (1972), выполненные более тщательно, дают мало похожие значения. По-видимому, данные Г. Ф. Ивановой и Dekate являются ошибочными. В табл. 124 приведены средние содержания вольфрама и молибдена в акцессорных и породообразующих минералах гранитоидов по данным В. В. Ляхович и О. И. Лютковского (1963) и В. В. Ляхович (1972). В табл. 125 дано еще одно сопоставление данных Г. Ф. Ивановой (1972) и наших. Нужно отметить также, что Г. Т. Левашовым и Е. А. Лаговской отмечено присутствие вольфрама в амфиболах следующего ряда пород, г/т: габбро — 6, диорит — 0,8—4,0, гранодиорит — 6,1.

Содержание W в некоторых тантало-ниобатах из пегматитов Южной Норвегии спектроскопически определялось И. Офтедалем (Oftedal,

Таблица 122

Содержание вольфрама в изверженных и метаморфических породах

Порода	Количество анализов	Содержание вольфрама, г/т		Место взятия образца	Литературный источник
		пределы	среднее		
Изверженные породы					
Кислые породы:					
риолит	1	—	2,4	Миннесота, США	(Sandell, 1946)
среднее для гранитов	13	1,0—2,6	1,5	Северная Америка	То же
то же	5	1,3—2,0	1,6	США и Канада	(Kuroda, Sandell, 1954)
„	8	1,9—3,3	2,4	СССР	(Виноградов и др., 1958)
„	52	0,1—3,7	1,4	Уганда	(Jeffery, 1959)
граниты из минерализованных площадей	6	2,6—12,0	8,0	„	То же
G-1 гранит (стандарт)	7	0,36—0,47	0,40	Род-Айленд, США	(Atkins, Smales, 1960)
гранофировый силл	5	0,41—0,50	0,46	Скаергаард, Норвегия	То же
высокоизвестковистые граниты	—	—	1,3	Граниты мира	(Turekian, Wedepohl, 1961)
слабоизвестковистые граниты	—	—	2,2	То же	То же
G-1 гранит (стандарт)	2	0,37—0,38	0,375	Род-Айленд, США	(Amiruddin. Ehmann, 1962)
то же	4	0,36—0,60	0,50	То же	(Hamaguchi e. a., 1962)
среднее для гранитов и гранодиоритов	—	—	1,5	Граниты мира	(Виноградов, 1962)
обсидиан	3	0,83—1,60	1,12	США и Исландия	(Amiruddin, Ehmann, 1962)
среднее для гранитов	—	—	2,0	Граниты мира	(Taylor, 1964)
то же	—	—	1,42	То же	(Horn, Adams, 1966)
„	—	—	3,7	Индия	(Dekate, 1967)
„	—	—	1,55	Граниты мира	(Wiendl, 1968)
„	—	—	1,5	СССР	(Ляхович, Баланова, 1969)
Средние породы:					
диорит	7	—	1,2	Калифорния, Орегон	(Sandell, 1946)
„	3	—	1,2	Калифорния, США	(Kuroda, Sandell, 1954)
гранодиорит	3	2,1—3,3	2,7	Кавказ, Киргизия	(Виноградов и др., 1958)
диорит и андезит	—	—	1,1	Для всего мира	(Виноградов, 1962)
Основные породы:					
габбро и норит	—	—	24		(Hevesy, Hobbi, 1933)
основные породы	—	—	10	Швеция	(Lundegardh, 1946)
базальт	3	0,6—1,6	1,0	Камчатка	(Виноградов и др., 1958)
габбро и базальт	4	0,5—0,8	0,6	Норильск, СССР	То же
базальты, долериты	6	0,9—14,5	6,3	Уганда	(Jeffery, 1959)
W-1 базальт (стандарт)	4	0,41—0,47	0,43	Вирджиния, США	(Atkins, Smales, 1960)
габбро	—	0,09—0,14	0,12	Скаергаард, Норвегия	То же
базальт, среднее значение	—	—	0,7	Для всего мира	(Turekian, Wedepohl, 1961)

Порода	Количество анализов	Содержание вольфрама, г/т		Место взятия образца	Литературный источник
		пределы	среднее		
W-I базальт (стандарт)	2	0,26—0,27	0,27	Вирджиния, США	(Amiruddin, Ehmann, 1962)
то же	5	0,48—0,63	0,58	То же	(Hamaguchi e. a., 1962)
плутонические основные породы, среднее значение	—	—	0,53	Для всего мира	(Wiendl, 1962)
основные породы, среднее значение	—	—	1,0	То же	(Виноградов, 1962)
основные и ультраосновные породы	—	—	1,6	Индия	(Dekate, 1967)
базальт, среднее значение	—	—	1,0	„	То же
то же	—	—	1,17	Для всего мира	(Wiendl, 1968)
Ультраосновные породы:					
дунит, среднее значение	6	—	0,33	Северный Урал	(Виноградов и др., 1958)
перидотит	1	—	0,35	Сибирь	То же
пироксенит	1	—	0,6	„	„
серпентинит	3	0,44—0,65	0,5	„	„
пироксенит	1	—	10,4	Уганда	(Jeffery, 1959)
дунит	4	0,14—0,48	0,3		(Atkins, Smales, 1960)
ультраосновные породы, среднее значение	—	—	0,77	Для всего мира	(Turekian, Wedepohl, 1961)
то же	—	—	0,1	То же	(Виноградов, 1962)
дунит, среднее значение	—	—	0,1	„	То же
Щелочные породы:					
сиенит	6	—	1,9	Нью-Йорк, Миннесота, США	(Sandell, 1946)
нефелиновый сиенит	1	—	0,7	Уганда	(Jeffery, 1959)
	4	0,4—14,8	4,7	„	То же
трахит	1	—	5,8	„	„
фонолит	5	3,7—29,9	16,3	„	„
уртит	5	5,8—17,0	10,7	„	„
карбонатит	6	0,6—17,7	5,2	„	„
щелочные породы	27	2,0—4,0	3	Восточная Тува, СССР	(Студеникова, Павленко, 1960)
„ „	13	1,7—3,1	—	Северный Кавказ	То же
сиенит, среднее значение	—	—	1,3	Для всего мира	(Turekian, Wedepohl, 1961)
щелочные породы	—	—	5,1	Индия	(Dekate, 1967)
сланцы	33	1—25	1—2	Новая Зеландия	(Wilson, Fieldes, 1944)
филлиты	—	4—400	—	Уганда	(Pargeter, 1956)
„	—	50—192	—	Руанда	(Jedwab, 1958)
графитовые филлиты	40	8— 86	22,8	Уганда	(Jeffery, 1959)
кварцит	8	0,2—10,4	3,4	„	То же
амфиболит	5	2,7— 6,3	4,0	„	„
слюдяные сланцы	5	1,2— 4,8	2,5	„	„
филлиты	19	0,3—15,7	4,7	„	„
мрамор	3	0,5— 0,8	0,7	„	„
метаморфические породы в целом	—	—	3,7	Индия	(Dekate, 1967)

Порода	Количество анализов	Содержание вольфрама, г/т		Место взятия образца	Литературный источник
		пределы	среднее		
метаосадочные породы	—	—	2,3	Индия	(Dekate, 1967)
графитовые филлиты и сланцы	—	—	21,2	»	То же
кварцит	—	—	0,5	»	»
мрамор	—	—	0,4	»	»
метаморфизованные основные породы	—	—	6,8	»	»
пелитовые сланцы	—	—	2,6	»	»
чарнокит	—	—	0,6	»	»

Таблица 123

Содержание вольфрама в некоторых породообразующих минералах, г/т

Минерал	(Иванова, 1967)	(Dekate, 1966)
Кварц	0,1—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	1,5—2,6 (гнейсы)
Сфен*	16,0	≪7,5 (аплиты)

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

Таблица 124

Содержание вольфрама и молибдена в минералах гранитоидов, г/т

Минерал	Вольфрам	Молибден
Роговая обманка	—	3,47
Биотит	7,20	5,98
Плагиоклаз	2,14	1,97
Калиевый полевой шпат	2,25	1,91
Мусковит	30,76	—
Кварц	5,34	2,74
Ильменит	66,6	6,3
Сфен	20	68
Магнетит	9,9	11,7

1961) (табл. 126). По его данным, среднее содержание W во всех исследованных минералах составляло 0,5—0,6% и не зависело от содержания ниобия и тантала. В сводной табл. 127 (Krauskopf) дается среднее содержание W по различным минералам.

В. И. Сотников и Л. Г. Изюмова (1965) отметили резкое (до 190 г/т) увеличение содержания вольфрама в грейзенизированных гранитах Горного Алтая. Они полагают, что измененные таким образом граниты могли бы явиться источником вольфрама в процессе формирования кварц-вольфрамитовых месторождений. Аналогичные наблюде-

Таблица 125

Содержание вольфрама в минералах и породах кукульбейского комплекса, г/т

Образец	Место взятия	Число определений	Среднее содержание $\bar{x}$	Литературный источник
Биотитовый гранит	Дурулгуй	3	1,45	(Иванова, 1972)
Калиевый полевой шпат	Дурулгуй, обр. Д-190 . . .	—	0,9	То же
Плагиоклаз	То же	—	1,0	»
Кварц	»	—	1,3	»
Биотит	»	—	5,0	»
Биотитовый гранит	Олданда	20	1,4	»
Калиевый полевой шпат	Олданда, обр. Ол-44 . . .	—	1,5	»
Плагиоклаз	То же	—	1,0	»
Кварц	»	—	2,1	»
Биотит	»	—	5,0	»
Биотитовый гранит	Соктуй	23	1,55	»
Легкая фракция	Соктуй, обр. С-3	—	1,0	»
Биотит	То же	—	5,0	»
Порфировидный биотитовый гранит	Белуха, жила № 88, точки 514, 518, 720, 721, 735, 737, 743, 744	13	3,5	(Нгуэн, Барабанов, 1973)
Калиевый полевой шпат	То же	10	2,8	То же
Плагиоклаз	»	7	2,4	»
Кварц	»	11	4,1	»
Биотит	»	12	13,2	»
Кварцевый диорит	Белуха, жила № 88, квершлаг 20, точки 726, 736 .	7	4,0	»
Кварцевый полевой шпат	Белуха, квершлаг 20 . . .	7	1,2	»
Плагиоклаз	То же	7	1,9	»
»	То же, жила № 88	2	1,9	»
»	То же, жила № 4	2	5,7	»
»	Среднее для кварцевого диорита	11	2,6	»
Кварц	Белуха, квершлаг 20 . . .	6	1,3	»
Биотит	То же	6	3,6	»
»	Белуха, жила № 88	1	6,2	»
»	Среднее для кварцевого диорита	7	4,0	»
Гранодиорит	Белуха, жила № 3, точки 458, 467, 465, 472	8	3,4	»
Кварц				

Таблица 126

Содержание вольфрама в тантало-ниобатах из пегматитов Южной Норвегии

Минерал	Число образцов	Содержание вольфрама	
		%	г/т
Колумбит	19	0,1 —2,0	1000—20000
Самарскиты и иттрофлюориты	14	0,05—2,5	500—25000
Эвксениты и бломстрандин	13	0,1 —2,0	1000—20000
Фергусонит	2	0,3 —2,0	3000—20000
Ильменорутил	7	0,1 —2,0	1000—20000

Таблица 127

Содержание вольфрама в породообразующих минералах

Минерал	Количество анализов	Относительное содержание вольфрама, г/т	Место взятия образца	Литературный источник
Силикаты и алюмосиликаты:				
кварц из гранита	1	0,1	Уганда	(Jeffery, 1959)
полевой шпат из гранита	1	0,1	»	То же
мусковит из слюдяного аспидного сланца	1	0,4	»	»
биотит из биотитового гнейса	1	6,0	»	»
зеленый биотит из карбонатита	1	2,8	»	»
флогопит из карбонатита	1	22,4	»	»
турмалин	1	15,4	»	»
Ниобо-танталаты:				
колумбит	5	6000—11300	Сьерра-Леоне	(Pollette, 1957)
»	2	200—3200	Уганда	(Jeffery, 1959)
танталит	1	93	»	То же
микролит	1	610	»	»
пирохлор	1	44	»	»
Окислы железа и титана. Титаны и титаносиликаты:	5	2,7—21,9	»	»
гематит	5	3,7—35,7	»	»
ильменит	7	0,7—19,5	»	»
ильменит из пегматита	1	56	»	»
ильменит из габбро	1	1	СССР	(Ляхович, Баланова, 1969)
ильменит из щелочного сиенита	1	13	»	То же
рутил	3	74—2,000	Уганда	(Jeffery, 1959)
перовскит	1	26,4	»	То же
сфен из щелочного гранита	1	9	СССР	(Ляхович, Баланова, 1969)
сфен из диорита	4	33,8	»	То же
Окислы и гидроокислы марганца:				
отложения горячего источника	—	До 17500	Шварцвальд, (ФРГ)	(Kirchheimer, 1953)
то же	—	До 55000	Голконда, Невада	(White, 1955)
»	—	До 17000	Унция, Боливия	То же
пиролюзит из вольфрамового рудника	—	До 8000	Уганда	(Jeffery, 1959)
пиролюзит	—	4—12	»	То же
псиломелан	—	5,8	»	»
отложения горячего источника	—	До 11900	Цихуахуа, Мехико	(Hewett, Fleischer, 1960)
окислы марганца гипергенного происхождения	—	150—300		(Hewett e. a., 1963)
гипергенные окислы марганца	—	150—70000		То же

ния 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.

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 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 $-\Delta F_{WO_3} = 58{,}9$, $-\Delta F_{WS_2} = 23{,}08$, $-\Delta F_{MoO_2} = 52{,}5$ и $-\Delta F_{MoS_2} = 27{,}10$ ккал:

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

Значения эти говорят в пользу большой устойчивости окислов 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-атом, а W^{6+} — 235 ккал/г-атом. 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 $pH \ll 7$. 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 (с. 414). Это объяснение подкрепляет старую идею В. М. 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 экра-

Важнейшие физические свойства природных вольфраматов

Минерал	Формула	Химический состав, %: теоретический	Химический состав, %: фактический	Примеси	Сингония, пространственная группа	Отношение $a_0 : b_0 : c_0$; β	Параметры элементарной ячейки, Z
Ферберит	$Fe[WO_4]$	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]—21,41 [1]	TiO_2 — 0,00—1,80 [5] Sc — 0,00—0,19 [5] —0,52 [40] MgO — 0,00—1,06 [5] CaO — 0,00—1,39 [5] Al_2O_3 — 0,00—0,6 [5] Nb_2O_5 — 0,02—1,09 [5] —2,3 [40] Ta_2O_5 — 0,002—1,08 [5] —1,6 [40] SiO_2 — 0,02—1,04 [5]	Мон., $P2/c$	$a_0 : b_0 : c_0 = 0{,}826 : 1 : 0{,}867$ [2] $\beta = 90°$ [2] $a_0 : b_0 : c_0 = 0{,}825 : 1 : 0{,}866$ [16]	$a_0 = 4{,}71$ [1]; $b_0 = 5{,}69$ [1]; $c_0 = 4{,}95$ [1] $a_0 = 4{,}737$ [14]; $b_0 = 5{,}700$ [14]; $c_0 = 4{,}952$ [14] $a_0 = 4{,}71$ [41]; $b_0 = 5{,}70$ [41]; $c_0 = 4{,}94$ [41] $a_0 = 4{,}75$ [15]; $b_0 = 5{,}71$ [15]; $c_0 = 4{,}96$ [15] $a_0 = 4{,}722$ [20]; $b_0 = 5{,}691$ [20]; $c_0 = 4{,}951$ [20] $Z = 2$
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., $P2/c$	$a_0 : b_0 : c_0 = 0{,}8255 : 1 : 0{,}866$ [41] $\beta = 90° 28'$ [1] $a_0 : b_0 : c_0 = 0{,}834 : 1 : 0{,}869$ [2] $\beta = 90° 26'$ [2] $a_0 : b_0 : c_0 = 0{,}8262 : 1 : 0{,}8633$ [5] $a_0 : b_0 : c_0 = 0{,}837 : 1 : 0{,}869$ [16] $\beta = 90° 21' \div 90° 30'$ [17]	$a_0 = 4{,}78$ [1]; $b_0 = 5{,}73$ [1]; $c_0 = 4{,}91$ [1] $a_0 = 4{,}778 \div 4{,}792$ [17]; $b_0 = 5{,}716 \div 5{,}723$ [17]; $c_0 = 4{,}967 \div 4{,}974$ [17] $a_0 = 4{,}79$ [41]; $b_0 = 5{,}74$ [41]; $c_0 = 4{,}99$ [41] $a_0 = 4{,}751$ [19]; $b_0 = 5{,}709$; $c_0 = 4{,}949$ $a_0 = 4{,}815$ [21]; $b_0 = 5{,}753$ [21]; $c_0 = 4{,}983$ [21] $Z = 2$
Гюбнерит	$Mn[WO_4]$	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] $\beta = 90° 36' \div 90° 52'$ [5] $\beta = 90° 50'$ [14] $\beta = 91° 07'$ [18]	$a_0 = 4{,}85$ [41]; $b_0 = 5{,}77$ [41]; $c_0 = 4{,}98$ [41] $a_0 = 4{,}822$ [14]; $b_0 = 5{,}760$ [14]; $c_0 = 4{,}989$ [14] $a_0 = 4{,}805—4{,}820$ [5]; $b_0 = 5{,}733—5{,}756$ [5]; $c_0 = 4{,}977—4{,}986$ [5] $a_0 = 4{,}83$ [15]; $b_0 = 5{,}78$ [15]; $c_0 = 5{,}01$ [15] $a_0 = 4{,}823$ [22]; $b_0 = 5{,}757$ [22]; $c_0 = 4{,}985$ [22] $a_0 = 4{,}822$ [17]; $b_0 = 5{,}760$ [17]; $c_0 = 4{,}989$ [17] $Z = 2$
Санмартинит	$Zn[WO_4]$	WO_3 — 76,36 ZnO — 23,64	WO_3 — 71,20—72,60 [1] ZnO — 11,70—18,18 [1]	FeO — 7,24—8,2 1[1] CaO — 1,48—6,3 2[1] MnO — 0,74—1,7 3[1]	Мон., $P2/c$	$a_0 : b_0 : c_0 = 0{,}821 : 1 : 0{,}864$ [42] $\beta = 90°$ [42] $a_0 : b_0 : c_0 = 0{,}8004 : 1 : 0{,}8499$ [1] $\beta \approx 90° 28'$ [1] $\beta = 90° 30'$ [41]	$a_0 = 4{,}69$ [41]; $b_0 = 5{,}74$ [41]; $c_0 = 4{,}96$ [41] $a_0 = 4{,}72$ [42]; $b_0 = 5{,}75$ [42]; $c_0 = 4{,}97$ [42] $Z = 2$
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—0,3 6[7] SiO_2 — 0,00—0,50 [7]	Тетраг., $I4_1/a$	$c_0 : a_0 = 1{,}5268$ [2]	$a_0 = 5{,}246$ [1]; $c_0 = 11{,}349$ [1] $a_0 = 5{,}244 \div 5{,}248$ [5]; $c_0 = 11{,}374 \div 11{,}391$ [5] $c_0 : a_0 = 2{,}167 \div 2{,}175$ [5] $a_0 = 5{,}25$ [48]; $c_0 = 11{,}40$ [48] $Z = 4$
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., $I4_1/a$	$c_0 : a_0 = 1{,}5606$ [2]	$a_0 = 5{,}452$ [1] $\div 5{,}43$ [12]; $c_0 = 12{,}031$ [1] $\div 12{,}05$ [12] $a_0 = 5{,}45$ [46]; $c_0 = 12{,}03$ [46] $a_0 = 5{,}448$ [37]; $c_0 = 12{,}016$ [37] $Z = 4$
Распит	$Pb[WO_4]$	WO_3 — 50,99 PbO — 49,01	WO_3 — 48,32 [1] PbO — 49,06 [1]	Fe_2O_3 } — 1,43 [1] MnO }	Мон., $P2_1/c$ [47]	$a_0 : b_0 : c_0 = 1{,}116 : 1 : 2{,}728$ [47] $\beta = 107° 33' \div 107° 42'$ [47] $\beta = 107° 37'$ [1] $a_0 : b_0 : c_0 = 1{,}3450 : 1 : 1{,}1147$ [1]	$a_0 = 5{,}58$ [47]; $b_0 = 5{,}00$ [47]; $c_0 = 13{,}64$ [47]
Русселит	$(Bi_2, W)O_3$ [2] $Bi_2[WO_4]O_2$ [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]	CrO — 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., $I\bar{4}2d$ [2] или $I4/amd$ [10]	$c_0 : a = 11{,}30 : 5{,}42 = 2{,}084$ [10] $c_0 : a_0 = 2{,}081$ [2]	$a_0 = 5{,}43$ [2]; $c_0 = 11{,}3$ [2] $a_0 = 5{,}45$ [8]; $c_0 = 11{,}55$ [8] $Z = 4$
Тунгстит	$WO_2(OH)_2$ [1] $WO_3 \cdot H_2O$	WO_3 — 92,79 H_2O — 7,21			Ромб.	$a_0 : b_0 : c_0 = 0{,}6966 : 1 : 0{,}4026$ [1]	
Ферритунгстит	$Ca_2Fe_2^{2+}Fe_2^{3+}[WO_4]_7 \times 9H_2O$ [29] $(Fe, Al)_2O_3 \cdot 2WO_3 \cdot 3H_2O$ [25] $Fe_2WO_3 \cdot WO_3 \cdot nH_2O$ [30] $Fe_2(WO_4)_3 \cdot (2 \div 3)H_2O$ [31] $Fe(HWO_4)_3 \cdot 5H_2O$ [32]	WO_3 — 73,75 Fe_2O_3 — 7,28 FeO — 6,60 CaO — 5,03 H_2O — 7,34	WO_3 — 72 61[29] —82,25 [31] Fe_2O_3 — 7,33[29] —13,3 [25] FeO — 0,42—0,65 [31] CaO — 0,72[31] —6,03 [29] Al_2O_3 — 1,37[31] —5,5 [25] H_2O^+ — 4,15—5,46 [31] } 6,60 [31] H_2O^- — WO_3 — 71,2 [32] Fe_2O_3 — 7,5 [32] CaO — 1,42 [32] MnO — 0,42 [32] SiO_2 — 5,04 [32]	Mo, Cu, Mg, Mn, Si, Be, Se, Pb, Ti (от 0,00*n* до 0,0*n*%)	Тетраг. [29] Кубич. [25 31]	$c_0 : a_0 = 0{,}708$ [29]	$a_0 = 10{,}28$ [29]; $c_0 = 7{,}28$ [29] $Z = 1$ $a_0 = 10{,}22 \div 10{,}31$ [25]; $a_0 = 10{,}30$ [31] $Z = 4$ [31]
Вольфрамиксиолит	$(Fe, Mn)W(Nb, Ta)_2O_9$		WO_3 — 35,55 [49]; Nb_2O_5 — 23,74 [49]; ZnO_2 — 2,62 [49]; FeO — 9,65 [49]; Ta_2O_5 — 7,48 [49]; MnO — 7,13 [49]; VO_2 — 5,06 [49]	CaO — 0,54 [49]; SrO — 0,01 [49]; TR — 0,16 [49]; MgO — 0,2 [49]; ThO_2 — 0,44 [49]; UO_2 — 5,06 [49]; TiO_2 — 0,25 [49]; F — 0,04 [49]	Мон., $P2/c$ [49]	$a_0 : b_0 : c_0 = 0{,}830 : 1 : 0{,}845$ [49]	$a_0 = 4{,}750$ [49]; $b_0 = 5{,}72$ [49]; $c_0 = 5{,}06$ [49]
Алюмотунгстит	$(W, Al)_{16}(O, OH)_{48} \times xH_2O$						
Иттротунгстит	$(Y, La, Ca, Mg)_2 \times (W, Al, Si, Ti, Fe)_4 \times (O, OH, H_2O)_{18}$ [26] $YW_3O_9(OH)_3$ [33] $(Y, Sn, Ca\ldots)_2(W, Fe, Si, Al, Ti)_4(O, OH, H_2O)_{18}^{26}$		WO_3 — 71,45 [34] Fe_2O_3 — 0,36 [34] Al_2O_3 — 0,87 [34] TiO_2 — 0,01 [34] SiO_2 — 0,37 [34] MgO — 0,17 [34] CaO — 0,32 [34] Σ TR — 21,53 [34] H_2O^+ — 4,96 [34] H_2O^- — 0,07 [34]		Монокл. $P2_1/m$ [26]	$\beta = 104° 56' \div 105° 07'$ [26]	$a_0 = 6{,}95$ [26]; $b_0 = 8{,}64$ [26]; $c_0 = 5{,}77$ [26]

Минерал	Оптические свойства: Опт. ориентировка 2V, оптич. знак	Оптические свойства: Показатели преломления, отражат. способность	Оптические свойства: Цвет, абсорбция	Твердость	Удельный вес	Спайность	Парагенезис	Примечания
Ферберит		$Nm = 2{,}40 \pm 0{,}03$ (Li) [1] $Np = 2{,}31$ [14] $Ng = 2{,}41$ [14] $Rp' = 16{,}6$ [14] $Rm = 17{,}2$ [14] $Rg' = 18{,}5$ [14] $R' = 18{,}5$ [15]	Черный	4,5 [1] 5,25 [23]	7,41 [5]—7,53 [1] 7,60 (вычисл.)	(010) — соверш. (100) — несоверш. (102) — несоверш.	Гематит, магнетит, пирит, шеелит, адуляр, кварц, теллуриды (Колорадо) [1]. Пирит, антимонит, киноварь, стибиконит, кальцит, серицит (Барун-Шивея, Забайкалье)	ИК-с: присутств. 6 полос поглощения — 413; 452; 510; 610; 820 (основн.); 860 [35]; 460; 520; 620; 830 $см^{-1}$ [36]
Вольфрамит	$Np = b$ [1]; пл. $00 \perp 010$ [6] $Ng : c = 17—21°$ [1] $Ng : c = 17—29°$ [6] $Ng : c = 17°$ [21] $2V = +78°\ 36'$ [1] оптич. знак «+» [1]	$Np = 2{,}26 \div 2{,}31$ [1] $Np = 2{,}188 \div 2{,}250$ [6] $Nm = 2{,}32$ [1] $Nm = 2{,}247 \div 2{,}307$ [6] $Ng = 2{,}42 \pm 0{,}02$ [1] $Ng = 2{,}348 \div 2{,}438$ [6]	Коричневато-черный	4,0—4,5 [1] 5,25 [19] 6,0 [24]	7,060—7,346 [5]	(010) — соверш. (100) — несоверш. (102) — несоверш.	Молибденит, висмутин, козалит, пирит, сфалерит, халькопирит, микроклин, альбит, папиршпат, шеелит, апатит, кварц (Букука, Вост. Забайкалье)	ИК-с: полосы поглощения 413; 452; 510; 610; 820 (основн.); 860 [35]; 460; 520; 620; 830 $см^{-1}$ [36]
Гюбнерит	$Np = b$ $2V = +75°$ [1] оптич. знак «+» [1]	$Np = 2{,}17 \div 2{,}20$ [1] $Nm = 2{,}22 \pm 0{,}01$ [1] $Ng = 2{,}30 \div 2{,}32$ [1] $Np = 2{,}20$ [14] $Nm \approx 2{,}25$ [14] $Ng = 2{,}37$ [14] $R' = 16$ [15]	Красновато-коричневый $Np < Nm < Ng$	4,0 [1] 4,7 [23] 4,8 [24]	7,070—7,127 [5] 7,25 (вычисл.)	(010) — соверш. (100) — несоверш. (102) — несоверш.	Пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, блеклые руды, микроклин, альбит, серицит, родохрозит, флюорит, кварц (Джида, Прибайкалье)	ИК-с: полосы поглощения 413; 452; 510; 610; 820 (основн.); 860 [35]; 460, 520; 620; 830 $см^{-1}$ [36]
Санмартинит			Коричневато-черный		6,70 [42] (пикном.) 7,44 [42] (вычисл.) 7,74 [41] (вычисл.)	(010) — соверш.	Шеелит, виллемит, кварц (Сан-Мартин, Аргентина)	
Шеелит	Одноосный «+»	$Ne = 1{,}936$ (Na) $No = 1{,}920$ (Na) $Ne = 1{,}930 \div 1{,}944$ (Na) [5] $No = 1{,}913 \div 1{,}930$ (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 [44] — сод. до 24% MoO_3 (Мадагаскар) 3) (Ca, Cu) [WO_4] [45] — купрошеелит ИК-с — полосы поглощения 830—715; 430 $см^{-1}$ [35]
Штольцит	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—3,5 [4,12]	7,9—8,3 [1] 8,04—8,34 [12]	(001) — несоверш.	Лимонит, ванадинит, вульфенит, церуссит и другие вторичные минералы	Образует непрерывный изоморфный ряд Разновидности: Pb [(W, Mo) O_4] — чиллагит, сод. 20—80 мол. % $PbWO_4$ [38] ($a_0 = 5{,}43$, $c_0 = 12{,}08$) [1]
Распит	$Nm = b$ [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	При 400° С переходит в штольцит [25]
Русселит		$Nm = 2{,}18$ [8]	Желтый, зеленовато-желтый	3,5 [2]	7,35 ± 0,02 [1] 7,39 ± 0,03 [8]		Чиллагит, висмутин, вольфрамит, молибденит	
Тунгстит	Двуосный «—» $Np = c$ $Ng : c = 41°$ [28] $2V \approx 27°$ [28]	$Np = 2{,}09 \pm 0{,}02$ [1] $Nm = 2{,}24 \pm 0{,}02$ [1] $Ng = 2{,}26 \pm 0{,}02$ [1]	$Ng > Nm > Np$	2,5	5,52	(001) — соверш. (010) — ясная [27]	Продукт изменения вольфрамита, шеелита, гюбнерита	Мейматит—аморфная разновидность гидротунгстита $WO_3 \cdot 2H_2O$ [46] Выдел. H_2O при 180—200° С
Ферритунгстит	Оптически «—»	$No = 1{,}80$ [1] $Ne = 1{,}72$ [1] $N = 2{,}09 \div 2{,}15$ [29] $N = 2{,}00 \div 2{,}15$ [25] $N = 2{,}09 \div 2{,}11$ [31]	Желтый, коричневато-желтый Зеленовато-желтый	~4,0 [31]	5,57 [1] 5,20 [29] 4,42 [25] 5,49 теорет. [31] 5,04—5,09 [31] фактич.		Продукт изменения вольфрамита, шеелита	Выдел. H_2O при 200—500° С ИК-с: полосы поглощения 1645; 770 $см^{-1}$
Вольфрамиксиолит	Анизотропен	$R = 18{,}08$ [49]		5 ÷ 5,5 [49]	5,56 [49] (измер.) 6,55 [49] (вычисл.)	по удлинен. — соверш.	Микроклин, кварц, альменит, флюорит	Выдел. H_2O при 150° С. При 1000° С приобретает структуру колумбита [49]. Разновидность вольфрамита [52]
Алюмотунгстит								
Иттротунгстит	$2V = 65 \div 68°$ [26]	$\Delta = 0{,}12$ [26]	Желтый		5,85 [33] 5,96 [26]	(010) — ясная $(10\bar{1})$ — несоверш.	Кварц, каолин, мусковит, калит, гидробиотит, гематит, кальцит, гипс, штольцит, распит (Крамат Пуле, Малайзия) [26]	Выдел. H_2O: 0,4% при 150 и 4,8% при 250—660° С ИК-с — 500; 700—900; 1400 $см^{-1}$ [26]
Церотунгстит	$Ng \parallel b$ [39] Nm почти $\perp (001)$ [39]	$Ng = 2{,}02$ [39] $Nm' = 1{,}95$ [39] $Np' = 1{,}89$ [39]	Оранжево-желтый	~1 [39]	5,3 теорет. [39]	(100) — соверш. [39]	Продукт изменения ферберита (Китуи, Уганда)	Аналог иттротунгстита

нированы 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, эВ:

	I_1	I_2	I_3	I_4	I_5	I_6
Mo	7,10	16,15	27,13	40,53	55,6	71,7
W	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).

Вольфрамоворудные месторождения по главному составляющему их рудному минералу делят на вольфрамитовые и шеелитовые. 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, довольно хорошо изучена. В результате обобщения детальных минералогических исследований, проведенных на месторождениях Забайкалья, Казахстана, Средней Азии, Урала, Приморья, Приладожья, и сопоставления этих исследований с таковыми для Саксонии, Урала, в настоящее время можно дать следующую характеристику минералогии вольфрамитовых месторождений.

Промышленные вольфрамитовые месторождения представляют собой 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 2—3 м. 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, Спокойнинское, Акчатау).

Возраст интрузий, с которыми связывается вольфрамовое оруденение в Саксонии и Казахстане, применяется как позднегерцинский

(Штемпрок, 1967, и др.), в Забайкалье — верхнеюрский — нижнемеловой (Шталь, 1952), в Приморье — от верхнего мела до эоцена (Изох, 1966). Таким образом, на Евразиатском континенте в направлении с запада на восток наблюдается своеобразное «омоложение» проявлений вольфрамового оруденения.

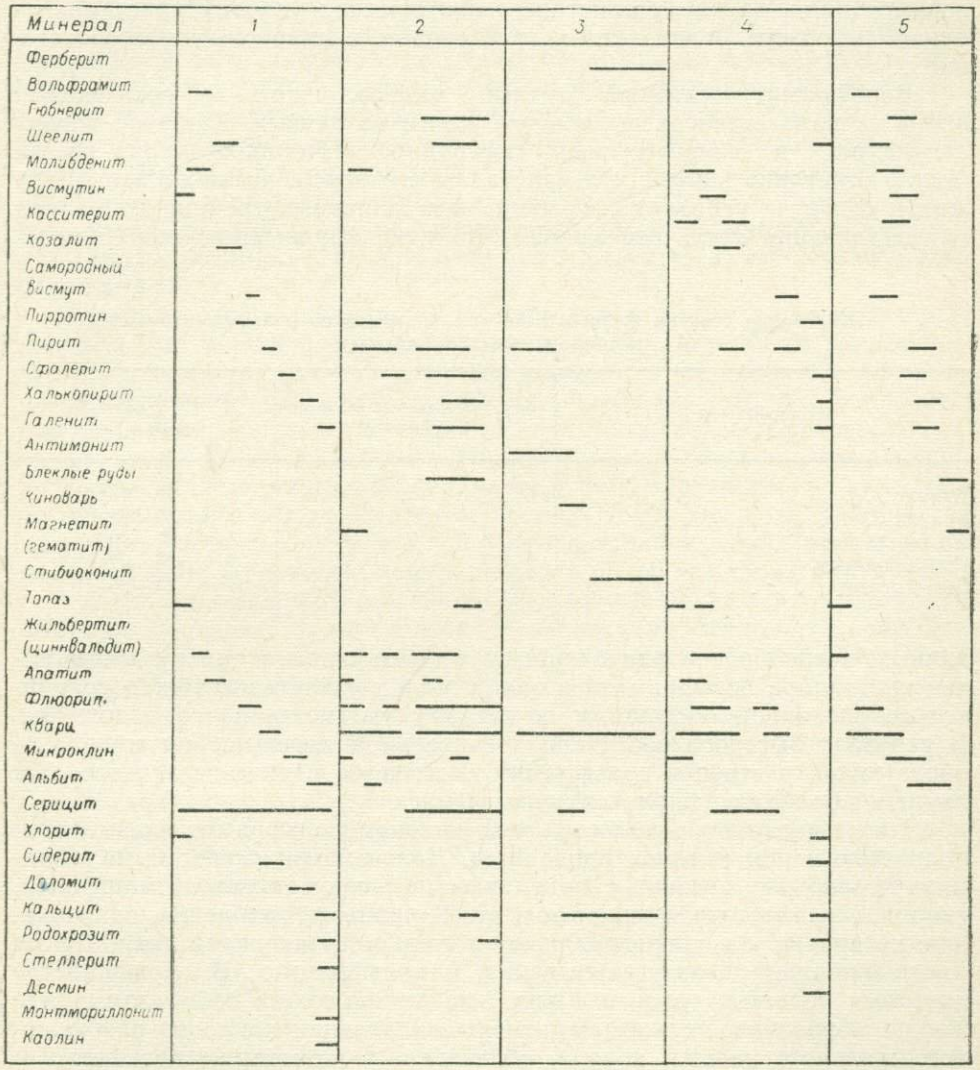


Рис. 132. Минеральный состав некоторых типичных вольфрамитовых месторождений.
1 — Букука, Восточное Забайкалье, гранодиориты, кварцевые порфириты, граниты (Барабанов, 1961); *2* — Джида, Бурятская АССР, гранит-порфиры, кварцевые диориты, эффузивно-осадочные породы (Повилайтис, 1960); *3* — Барун-Шивея, Восточное Забайкалье, сланцы с прослоями кварцитов и аркозовых песчаников (Барабанов, Ивакина, Татарский, 1959, 1964); *4* — Караоба, Центральный Казахстан порфировидные граниты, туфы кварцевых порфиров (Ермилова, 1964); *5* — Циновец, Чехословакия, гранит, кварцевый порфир (Stemprok, 1961; Bolduan, 1967).

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

Здесь нет возможности на всех этих вопросах останавливаться вновь. Мы ограничимся поэтому приведением сводной таблицы известных ныне свойств вольфрамитов (табл. 128) и сводкой минеральных парагенезисов для наиболее типичных кварц-вольфрамитовых месторождений Забайкалья, Казахстана и Саксонии, т. е. районов, где их минералогия изучена наиболее полно (рис. 132). 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. Как уже не раз отмечалось, 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 образо-

Таблица 129

Колебания степени железистости вольфрамитов на вольфрамитовых месторождениях Забайкалья

Месторождение	Число достоверных анализов вольфрамита	Содержание в вольфрамите $MnWO_4$, %
Букука	26	29—88
Белуха	28	17—83
Антонова Гора	7	27—40
Спокойнинское	22	26—92
Бом-Горхон	29	74—95

ванных, 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 и кварцевого порфирита, или к контакту гранитов с богатыми железом осадочными породами (железистыми песчаниками, сланцами). Меланократовые участки пород, вмещающих жилы, являлись, таким образом, осадителями вольфрама.

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. 129), но и в пределах одной и той же жилы, залегающей в разных породах, 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.

Поэтому в настоящее время можно считать доказанным, что состав вольфрамита определяется не глубиной эрозионного среза вольфрамитоносных жил, не температурой образования и не составом ювенильных ратворов, а составом окружающих пород, из которых в процессе грейзенизации извлекаются главные осадители вольфрамового ангидрита — железо, марганец или кальций. Если же интрузии, породившие вольфрамоносные растворы, бедны железом, марганцем и кальцием, то эти растворы могут далеко мигрировать за пределы материнской интрузии, потерять с нею 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.

Систематическое изучение минералогии вольфрамитовых месторождений показывает отчетливую связь 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.

Шеелитовые месторождения в нашей стране в последнее время стали важным источником вольфрамового сырья. Они разбросаны на огромном пространстве от Северного Кавказа (Тырны-Ауз) до Приморья (Восток-2), и некоторые из них довольно полно освещены в литературе (Мясников, 1951; Сахоненок, Римская-Корсакова, 1969; Сахоненок, 1967; Брызгалин, 1965; Кононов, 1963).

Одним из наиболее изученных шеелитовых месторождений является, по-видимому, Тырны-Аузское скарновое месторождение на Северном Кавказе. По данным О. В. Брызгалина (1960) 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. Ряд исследователей Тырны-Ауза (Н. А. Хрущев, 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 Тырны-Ауз является комплексным, вольфрамомолибденовым. Минеральный состав его показан в табл. 130. Единст-

Таблица 130

Минеральный состав скарнового месторождения Тырны-Ауз

Минерал	Стадии формирования месторождения			
	I	II	III	IV
Пироксены	———			
Гранаты	———			
Плагиоклазы	———	———		
Везувиан		———		
Амфиболы				
Кюстерит $Ca_2SO_3(F, OH)_2$		———		
Флюорит		———		
Волластонит	———			
Кальцит		———		———
Шеелит	———			
Молибденит	———	———	———	———
Кварц			———	
Апатит				
Апофиллит	———			
Сульфиды			———	

венным вольфрамовым минералом здесь является молибденсодержащий шеелит, 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 кальций, высвобождающийся из основного плагиоклаза и пироксена в процессе их метасоматического преобразования.

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 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 лабрадор в течение 10 ч 0,05—0,02-нормального раствора вольфрамата натрия в автоклаве при 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, 1969а) о том, что в грейзеновом процессе кальций, необходимый для образования шеелита, берется из плагиоклаза гранитоидов после образования апатита и флюорита (рис. 133).

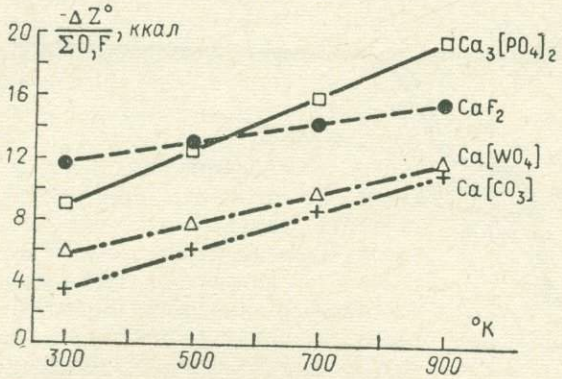


Рис. 133. Значения свободной энергии Гиббса $-\Delta Z^0$ для различных кальциевых минералов, образующихся в процессе постмагматического изменения плагиоклаза.

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 Р. В. Бунзена и Г. А. Добре, 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., и здесь нет возможности на этом останавливаться снова. Но еще раньше, в 1960 г., использовав данные по теплотам образования хлорпроизводных шестивалентного вольфрама (Щукарев и др., 1958), мы показали невозможность переноса вольфрама в виде галоидных и оксигалоидных соединений (Барабанов, 1960в).

Г. Ф. Иванова (1967) рассчитала константы равновесия различных реакций между галогенидами и оксигалогенидами вольфрама и главными компонентами вольфрамоносных растворов (вода, щелочи, кремнезем) при давлениях от 1 до 100 атм, температурах от 25 до 500° С и значениях pH от 1 до 10. Эти расчеты вновь показали, что парциальные давления WCl_6, WF_6, $WOCl_4$, WO_2Cl_2, WO_2F_2, не говоря уже о химической нестойкости этих соединений в названных условиях, составляют лишь 10^{-11}—10^{-23} атм, поэтому сколько-нибудь ощутимый перенос их в растворах, и в газовой фазе действительно невозможен. В бо-

лее ранних работах 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

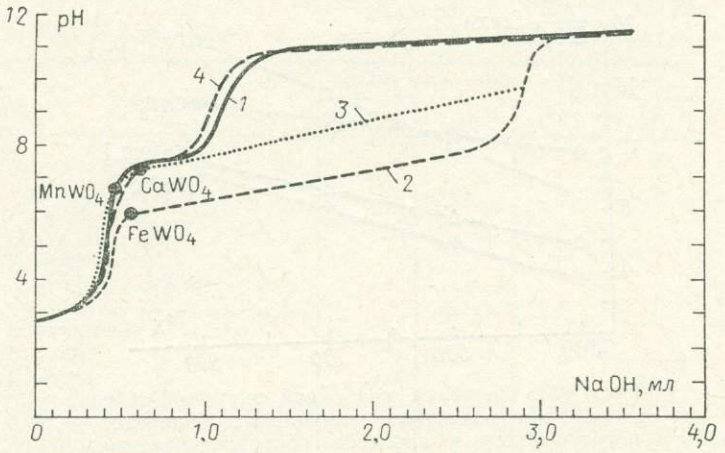


Рис. 134. Порядок выделения вольфрамитов при нейтрализации растворов кремневольфрамовых гетерополикислот раствором NaOH (по Gundlach, 1967).

1 — $H_8[Si(W_2O_7)_6]$; *2* — $H_8[Si(W_2O_7)_6] + Fe^{2+}$; *3* — $H_8[Si(W_2O_7)_6] + Mn^{2+}$; *4* — $H_8[Si(W_2O_7)_6] + Ca$.

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 $H[WO_4]^-$, $[WO_4]^{2-}$. Расчет константы равновесия реакции $[HW_6O_{21}]^{5-} + 3H_2O \rightleftarrows 6[WO_4]^{2-} + 7H^+$, 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 Г. Гундлах полагает, что ее устойчивость в условиях высоких давлений будет повышаться и далее и в водных растворах сохранится до 250—300° С. 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 $FeWO_4$ Г. Гундлах наблюдал при pH=5,9, $MnWO_4$— при pH=6,7 и $CaWO_4$ — при pH=7,3 (рис. 134).

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.

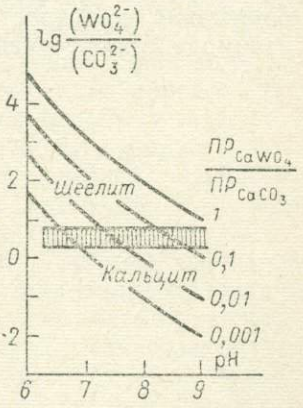


Рис. 135. Условия замещения кальцита шеелитом при 200°С в зависимости от pH раствора при отношении валовой концентрации (в моль/л) солей вольфрамовой кислоты к валовой концентрации солей угольной кислоты $+CO_2$, равном 0,001 — 1,0 (по Рыженко, 1965).

Не менее интересно поведение вольфрама в скарновом процессе. Приуроченность вольфрамового оруденения к скарнам как будто бы однозначно говорит о том, что наличие здесь карбонатных пород — осадителя вольфрама и является основным фактором, контролирующим рудопроявление. Однако детальное исследование, проведенное О. В. Брызгалиным (1965) и О. В. Кононовым (1963), показало, что осадителем вольфрама в скарнах является 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 (1958в) 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 всем 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 понижение щелочности растворов в скарновом процессе происходит, 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.

Б. Н. Рыженко (1965) исследовал условия замещения кальцита шеелитом в зависимости от pH раствора (рис. 135). 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.

ГЛАВА III

БОКОВЫЕ ПОРОДЫ КАК ВАЖНЕЙШИЙ ИСТОЧНИК МИНЕРАЛЬНОГО ВЕЩЕСТВА ЖИЛ

За последнее столетие произошла глубокая эволюция взглядов на источник минерального вещества в гидротермальных жилах. Немало генетических концепций, исчерпав себя, сменились другими, более жизнеспособными. Вместе с тем и сейчас в основе проблемы попрежнему борются две крайние точки зрения: концепция привноса рудных и иных компонентов из гипотетических «ювенильных» очагов и концепция перераспределения минерального вещества пород земной коры гидротермальными растворами различного генезиса. Мы будем называть две эти точки зрения в дальнейшем вслед за В. И. Вернадским (1923) соответственно конкреционной и метасоматической.

129 лет назад француз Эли де Бомон (1846—1847 гг.) сформулировал свои представления о гидротермальном минералообразовании. Согласно им, ювенильные растворы, порождаемые магмой, выносят все рудные компоненты из магматического очага и откладывают их затем в трещинах горных пород, по которым они протекают. Рудообразование, по Эли де Бомону, таким образом, представляет собой конкреционный процесс отложения магматогенных компонентов в жильных трещинах. Через 10 лет в противовес взглядам Эли де Бомона, датчанин Форхгаммер высказал идею о том, что источником металлов в жилах являются сами горные породы верхней зоны Земли. Вадозные воды, разрушая и выщелачивая эти породы, выносят из них металлы и переоткладывают их в жилах. Таким образом, Форхгаммер был одним из первых, кто попытался жильное минералообразование объяснить метасоматическими процессами перераспределения вещества горных пород. Развивая идеи Форхгаммера, немец Ф. Зандбергер (1882—1885 гг.) показал, что метеорная вода действительно способна выщелачивать значительные количества различных металлов из породообразующих слюд и амфиболов и переоткладывать их в жилах. Со времени опубликования работ Ф. Зандбергера прошло почти 100 лет, однако в измененном, правда, виде и ныне борются те же две концепции, крайними выражениями которых в наши дни является: а) представление о пульсационно-прерывистом поступлении минерального (и рудного) вещества из магматического очага в жилы (Талдыкин, 1959; Онтоев, 1962; Ермилова, 1964; Радкевич, 1966); б) гипотеза опережающей волны кислотных компонентов в потоке послемагматических растворов (Коржинский, 1966, и многочисленные его последователи).

Какая же из этих концепций более отвечает фактическим данным и уровню современных знаний? Прежде чем ответить на этот вопрос, надо заметить, что традиционный взгляд на то, что все рудные компо-

ненты выносятся из магматического очага, основан в общем-то не на экспериментах и наблюдениях, а на глубокой вере в реальность одного из гипотетических путей эволюции магмы, реализуемых в схеме Фогта—Ниггли—Боуэна—Ферсмана—Николаева. Этот вариант, как известно, предполагает закрытость системы магматогенного минералообразования и отсутствие влияния окружающей среды, исключая теплообмен. В другом, более прогрессивном, но тоже гипотетическом варианте остывания магмы Заварицкого — Коржинского признание открытости системы означало признание важной роли вмещающих пород. Разработанные методы изучения околорудных изменений позволили получить ценную и объективную информацию об источнике минерального вещества в рудных телах и жилах.

Влияние вмещающих пород на постмагматическое минералообразование, как это было показано при описании вольфрамитовых месторождений, выражается в изменении: а) термодинамических свойств минералообразующих растворов (*t, p, c,* pH); б) химического состава растворов вследствие: 1) химического взаимодействия компонентов раствора с минералами боковых пород, 2) приоткрывания трещин и дегазации минералообразующего раствора, 3) проявления фильтрационного эффекта, 4) распада комплексных соединений; в) заимствования из боковых пород отдельных атомов, компонентов, минералов или равнозначных им соединений. Все это неизбежно приводит к перераспределению минерального вещества подвергшихся процессам гидротермального воздействия участков земной коры.

Влиянию вмещающих пород на изменение физико-химических свойств и состава минералообразующих растворов посвящена большая литература. Этот вопрос применительно к грейзеновым месторождениям рассматривался и нами (Барабанов, 1961, 1965б, 1967г, 1968в). В соответствии с темой данного раздела ниже рассматривается лишь вопрос о вмещающих породах как источнике минерального вещества в жилах, ибо в проблеме генезиса грейзеновых месторождений вопрос об источнике вещества жил и сопровождающих их грейзенов, конечно, является важнейшим.

Грейзеновые месторождения Забайкалья, Казахстана, Урала, Приморья, Саксонии, Корнуэлла обнаруживают поразительную общность минерального состава жил и сопровождающих их грейзенов. По сути дела, все минералы редкометальных жил этих месторождений: серицит, жильбертит, флюорит, шеелит, кальцит, альбит, кварц, микроклин, апатит, анкерит, пирит, касситерит, вольфрамит — находятся в сопровождающих их околожильных грейзенах. Более того, детальное изучение минералогии вольфрамитовых месторождений показало, что процесс околожильной грейзенизации на Букуке, Белухе, Антоновой Горе, Шерловой Горе, Дедовой Горе и других месторождениях есть процесс заимствования в боковых породах атомов, комплексов атомов и целых минеральных молекул, из которых формируются минералы жил. Так, например, за счет кальция породообразующего плагиоклаза повсеместно образуются апатит, шеелит, флюорит, кальцит. Алюмосиликатная составная часть анортита идет на всех грейзеновых месторождениях на образование светлых слюд. Железо и марганец породообразующих амфиболов и биотита связывают вольфрамовый ангидрид в виде вольфрамита или выпадают в форме пирита, сфалерита, триплита, анкерита, родохрозита и других минералов. Микроклин и альбит жил представляют собой переотложенные породообразующие микроклин и альбит и т. д. Имеют место случаи прямой зависимости состава микрожилок в грейзенах от минералов, ими пересекаемых.

Так, например, при изучении околожильных изменений гранодиорита возле жилы № 7 Букукинского вольфрамитового месторождения в одном из шлифов (211-2/53) была встречена микрожилка, проходящая через весь шлиф и пересекающая при этом различные минералы породы — плагиоклаз, кварц, микроклин, биотит. Протяженность жилки около 2 см, мощность от 0,1 до 0,6 мм. Состав микрожилки оказался колеблющимся по простиранию ее и тесно связанным с минералами, ею пересекаемыми. Напомним, что гранодиорит возле вольфрамитовой жилы № 7 Букукинского месторождения имеет светло-серую с зеленоватым оттенком окраску. Он состоит из плагиоклаза, кварца и микроклина, небольшого количества биотита, реликтов амфибола и акцессорных апатита и циркона. Плагиоклаз при этом составляет почти половину массы породы и представлен андезином № 38—39. Вблизи вольфрамитоносной жилы плагиоклаз замещается мелкозернистым агрегатом серицита и флюорита, серицита и апатита или серицита и кальцита, при этом, как правило, образуется чистый альбит или очень кислый (№ 3—5) плагиоклаз (Барабанов, 1961). Калиевый полевой шпат составляет около 10% породы. Он представлен главным образом решетчатым микроклином, зерна его обычно крупные и чистые. Лишь в зоне околожильной грейзенизации они, наполняясь газово-жидкими включениями, мутнеют, приобретают неправильные, прихотливые очертания, т. е. растворяются и переоткладываются как в самой вольфрамитоносной жиле № 7, так и в микрожилках, секущих околожильный грейзен. В шлифе 211-2/53, о котором идет речь, из других минералов следует лишь упомянуть биотит, небольшое количество зерен которого повсеместно несет на себе следы замещения хлоритом или серицитом с одновременным образованием пирита.

Один конец микрожилки (рис. 136) теряется на краю шлифа среди агрегата мелкозернистой смеси кальцита и серицита, образовавшихся на месте плагиоклаза. Далее жилка пересекает крупное зерно кварца *1*, и здесь она оказывается состоящей из того же самого кварца, лишь несколько иначе ориентированного, вследствие чего кварц, ее выполняющий, в скрещенных николях кажется черным. Следующее зер-

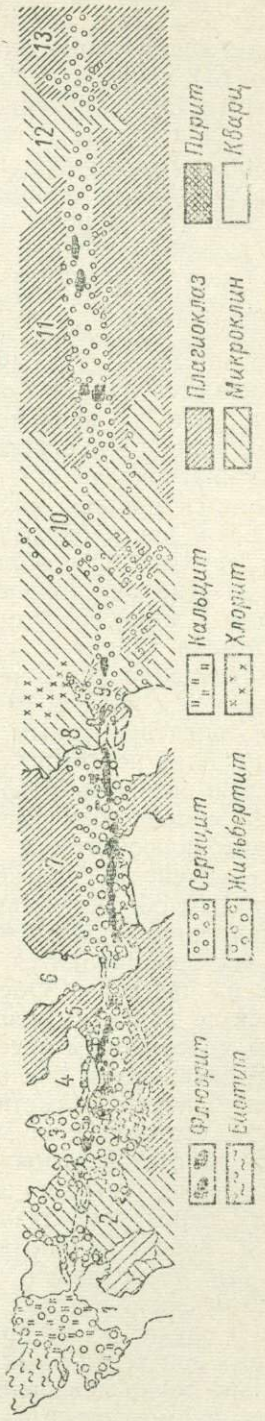


Рис. 136. Изменение состава микрожилки по простиранию. Шлиф 211-2/53.

но микроклина *(2)* фиксирует жилку двумя цепочками зерен серицита. Сама жилка при этом как бы исчезает. Оптические константы этого большого зерна микроклина в различных участках его колеблются: в верхней части зерна — 58° (+), в нижней части —78 (+). В следующем зерне плагиоклаза жилка опять видна плохо, но само зерно *(3)* почти нацело превращено в агрегат серицита, флюорита и кальцита. Это изменение захватило и нижележащее зерно биотита, которое на контакте с плагиоклазом превращено в смесь жильбертита и пирита. В следующем зерне кварца микрожилка опять фиксируется лишь чешуйками серицита *(4)*, но как только она входит в зерно плагиоклаза *(5)*, мощность ее резко возрастает, и одновременно появляется довольно мощная зона околожильного изменения плагиоклаза, состоящая из серицита и мелких зерен флюорита. Сама жилка, пока она находится в пределах зерна плагиоклаза, сложена или одним серицитом, или одним флюоритом, или тем и другим вместе. Жилка резко обрывается, входя в очередное зерно кварца, и ее контуры прослеживаются лишь по светлым полоскам чешуек серицита *(6)*. Можно видеть, что в пределах зерна кварца она сложена тем же кварцем. После кварца микрожилка проходит по краю большого вытянутого зерна плагиоклаза *(7)*. Здесь снова резко увеличивается ее мощность, появляется мощная зона серицитизации. При этом сама жилка в значительной части оказывается сложенной флюоритом, окаймленным жильбертитом. Обособления флюорита наблюдаются и вне жилки. Повсеместно они окаймляются перекристаллизованной и укрупненной слюдой — жильбертитом.

Жилка входит в зерно микроклина *(8)*, мысообразно вдающегося в серицитизированное зерно плагиоклаза. И здесь оказывается, что она сложена тем же самым микроклином, лишь несколько по-иному оптически ориентированным. Вследствие этого микроклин жилки в скрещенных николях не двупреломляет, хотя другие части зерна *8* имеют светло-серую интерференционную окраску. Зерно плагиоклаза, расположенное за мысовидным выступом микроклина, опять же нацело замещено серицито-флюоритовым агрегатом *(9)*. Жилка, вызвавшая столь глубокое изменение плагиоклаза, угадывается при этом лишь по двум вытянутым обособлениям флюорита. Далее следует очень крупное зерно микроклина, ориентированное таким образом, что при скрещенных николях оно находится на погасании *(10)*. Микрожилка распадается здесь на две ветви. Обе они почти не заметны и с трудом прослеживаются по цепочкам чешуек серицита, а при одном николе — по узким зонам, содержащим массу газово-жидких включений.

В следующем, очень крупном зерне плагиоклаза *(11)* микрожилка особенно хорошо заметна. Она проходит по оси широкой и светлой полосы, состоящей из массы зерен серицита и флюорита, образовавшихся за счет плагиоклаза. Местами флюорит собран в линзовидные обособления, окруженные пачками жильбертита. В других местах эта же перекристаллизованная слюда образует оторочки трещины-жилки. Создается впечатление, что трещинка, вдоль которой плагиоклаз был превращен в серицит-флюоритовый агрегат, оторочена жильбертитом лишь в том случае, если она в дальнейшем не приоткрывалась. В случае же ее приоткрывания в образующиеся микрополости из боковых зон вслед за жильбертитом выносился флюорит. Все это удивительно точно повторяет ранее вскрытый и описанный механизм формирования макрожил (Барабанов, 1965б).

В упомянутое зерно плагиоклаза в дальнем конце его вдается очередное зерно микроклина *(12)*. Этот выступ микроклина также пере-

секается микрожилкой, и опять же этот участок ее оказывается состоящим из микроклина. И в этом месте оптическая ориентировка его не совпадает с оптической ориентировкой вмещающего жилку микроклина, вследствие чего в скрещенных николях она выглядит черной. Зерно микроклина имеет $2V = -83 \div 84°$. Угол оптических осей у микроклина микрожилки измерить не удалось. Микрожилка заканчивается в зерне плагиоклаза *(13)*, вновь резко увеличивая свою мощность.

Итак, микрожилка шлифа прошла через зерна плагиоклаза (*3, 5, 7, 9, 11, 13*), кварца (*1, 4, 6*) и микроклина (*2, 8, 10, 12*), и всякий раз ее минеральный состав отвечал составу тех минералов, через которые она проходила, или соответствовал продуктам их изменения (серицит и флюорит по плагиоклазу, жильбертит и пирит по биотиту и т. п.).

К сожалению, число примеров столь явной зависимости минерального состава жил от минерального состава боковых пород не так уж велико. Мы чаще располагаем данными, свидетельствующими лишь об общности или подобии химизма жильных тел и околожильных пород, и в этом случае близость (или подобие) химического состава минералов жил и вмещающих пород обычно объясняют воздействием на те или другие магматогенных гидротермальных растворов, которые привносят и в жилы, и в боковые породы одни и те же рудные компоненты из магматических очагов.

Такое объяснение все еще чрезвычайно широко распространено. Но, как отмечалось выше, оно повторяет лишь старую идею Эли де Бомона о том, что гидротермальное минералообразование есть процесс разгрузки флюидных растворов, выносящих все необходимые компоненты из магмы. Однако если бы это было так, то в областях активного вулканизма можно было бы ожидать особенно широкого распространения редкометальных гидротермальных месторождений. Но как известно, эти месторождения здесь отсутствуют, а наблюдающийся характер изменений вмещающих пород при вулканогенных процессах (образование вторичных кварцитов, пропилитизация, аргиллизация, алунитизация) (Василевский, 1968) скорее указывает на вынос рудного вещества из пород, а не на его привнос.

Детальное исследование районов проявления современного вулканизма (Набоко, 1963) показывает, что традиционные представления о вулканогенных эманациях как источнике рудных компонентов не отвечают действительности. «В сухом остатке конденсатов вулканических газов, не превышающем 1% от веса сконденсировавшейся воды, — пишет С. И. Набоко, — рудные металлы находятся в количествах, незначительно превышающих кларки. Если же рассчитать их содержание на всю летучую часть, включая пары воды и углекислоту, то окажется, что в летучих некоторые элементы находятся в значительно меньших количествах, чем кларки» (Набоко, 1963, с. 134—135).

Что же в таком случае представляют собой вулканические эксгаляции, что они несут, из чего они состоят? В цитированной выше сводной работе С. И. Набоко (1963) указывает: «Судя по многочисленным анализам фумарольных газов на всех стадиях активности вулканов и остывания лавовых масс, попавших в результате извержения на поверхность Земли, магма содержит значительные количества летучих, которые составляют в ней не менее 2% по весу. Независимо от состава магмы в ней присутствуют одни и те же летучие компоненты: H, Cl, F, S, C, соединения бора и мышьяка и другие, определяемые в вулканогенных газах в молекулах H_2O, H_2, SO_2, SO_3, COS, CO, NH_4Cl, HCl, HF, борная и мышьяковистая кислоты, хлориды и сульфаты металлов. При этом пары воды являются основным компонен-

том вулканических газов в параксимальный и длительный поствулканический период» (с. 128, разрядка моя. — *В. Б.*).

Если летучие, выделяющиеся из лавы (магмы?), металлов не несут, а гидротермальные растворы, образующие рудные месторождения, ими насыщены, приходится допускать, что обогащение минералообразующих растворов рудными компонентами происходит во время движения их через породы, из которых они эти компоненты и могут заимствовать. В связи с этим возникает вопрос: имеется ли необходимое количество рудных и редких элементов в обычных изверженных и осадочных породах? В каком виде эти элементы в породах находятся? Какие доказательства существуют в пользу того, что рудные элементы извлекаются гидротермальными растворами из вмещающих пород?

Самые грубые подсчеты показывают, что при известных ныне значениях кларков химических элементов земной коры в каждом кубическом километре горной породы, слагающей земную кору, содержатся: тысячи тонн таллия, европия, гольмия, цезия, молибдена, вольфрама, тантала, урана, мышьяка, бериллия, германия, брома, эрбия, иттербия, бора, олова, диспрозия, гафния, скандия, празеодима, гадолиния, самария; десятки тысяч тонн тория, галлия, свинца, лантана, кобальта, ниобия, ниодима, лития; более ста тысяч тонн иттрия, меди, церия, цинка, никеля и сотни тысяч тонн и более ванадия, рубидия, циркония, хрома, бария и других широко распространенных элементов.

Если вспомнить, что богатейшие месторождения Турции дали в 1966 г. всего лишь около 412 тыс. т хромитов, а всемирно известные рудники Канады в 1965 г. дали 233 тыс. т никеля (Pratt, 1966) и в 1967 г. 507 тыс. т меди, что другой крупнейший производитель капиталистического мира — Австралия — добыла циркона в 1965 г. 224 тыс. т (Ward, 1966), а в 1966 г. поставила на мировой рынок 369 тыс. т свинца и 342 тыс. т цинка, то получается, что перечисленные страны в эти годы освоили лишь малую часть того, что заключено в 2—3 км^3 изверженной горной породы среднего состава. Что же касается таких элементов, как ванадий, то весь капиталистический мир добывает его в год всего лишь около 10 тыс. т (Serre, 1967), т. е. во много раз меньше того количества, которое заключено в 1км^3 земной коры.

Объем земной коры без гидросферы, по новейшим подсчетам М. М. Ермолаева (1967), составляет 10^6 км^3: осадочные породы (слой α) — 1156,78, гранитные породы (слой γ) — 3311,21 и базальтовые породы (слой β) — 6041,85. Общий объем земной коры с гидросферой (объем ее $1349{,}90 \cdot 10^6$ км^3) составляет $11\,859{,}74 \cdot 10^6$ км^3. Нетрудно представить себе из приведенных цифр, какие массы рудного и редкометального вещества земной коры могут перераспределяться (концентрироваться или рассеиваться) при различного рода геологических процессах.

В каком же виде редкометальные и обычные рудные элементы находятся в горных породах? Распределение редких элементов в минералах изверженных пород, как известно, определяется многими факторами: условиями кристаллизации, свойствами самих элементов, явлениями изоморфизма, кристаллохимической структурой минерала, типом связи и др. Вследствие этого одни из них (литий, рубидий, цезий, бериллий, стронций, барий, скандий, галлий, германий) обычно входят в виде изоморфной примеси в породообразующие минералы, другие (иттрий, цирконий, гафний, ниобий, тантал, торий, редкие земли) образуют самостоятельные акцессорные минералы или в виде изоморфных примесей входят в те же породообразующие минералы. Исследования последних лет (Таусон и др., 1969) показали, что в гранитоидах

Забайкалья бериллий, например, практически весь связан с породообразующими минералами (роговая обманка, биотит, калиевый полевой шпат). Рудные элементы (свинец, цинк, молибден, кадмий, серебро, вольфрам, олово, уран), по данным Л. В. Таусона (1960), могут находиться в форме молекулярного рассеяния и в виде микровыделений соответствующих руд, и эти формы их выделения могут играть в породах столь же важную роль, что и изоморфная форма нахождения.

При кристаллизации гранитоидных магм свинец и цинк, например, изоморфно замещая соответственно калий и магний, концентрируются в полевых шпатах (свинец), в биотите и роговой обманке (цинк). Значительная же часть этих элементов кристаллохимически независима от породообразующих и акцессорных минералов. Будучи наиболее легко выщелачиваемой, она при воздействии на граниты гидротерм довольно свободно переходит в раствор.

По расчетам Л. В. Таусона (1960), неизмененные гранитоиды многих районов содержат свинец в пределах 15—25, уран — от 2,5 до 4,5, молибден — от 0,5 до 1,5, галлий — от 14 до 19, рубидий — от 170 до 230 г/т и т. д. По данным Л. В. Таусона и А. А. Ситнина (1967), среднее содержание в гранитоидах кукульбейского комплекса, с которым связаны все описанные выше вольфрамитовые месторождения, составляет, г/т: Mo — 1,3, Ta — 5,6, W — 9,0, Be — 13,0, Cs — 16,0, V — 17,0, Sn — 20,0, Th — 27,0, B — 37,0, Cu — 40,0, Zn — 50,0, Pb — 66,0, Li — 115,0, Zr — 190,0, TR — 190,0, Rb — 310,0. Г. Б. Левашов и П. Г. Недашковский (1971) показали, что в гранитоидах Дальнего Востока плагиоклаз гранодиоритов содержит до 11 г/т вольфрама. По их подсчетам, при альбитизации 1 км^3 гранодиорита может высвободиться свыше 4000 т вольфрама.

Таким образом, многие гранитоидные интрузии являются потенциально рудоносными. И рудопроявления в этих породах, по-видимому, представляют собой реализацию процессов высвобождения атомов рудных, редких и рассеянных элементов из породообразующих минералов и образования из них новых минеральных фаз под действием грейзенизирующих растворов.

Какие же имеются доказательства, что минеральные компоненты заимствуются (выщелачиваются) именно из вмещающих горных пород? За последние 20 лет опубликована обширная литература, содержащая огромный фактический материал, который говорит о том, что минеральный состав постмагматических рудных тел: пегматитов, скарнов, гидротермальных жил, хрусталеносных жил, карбонатитов и других образований — в весьма большой степени зависит от состава боковых пород. Применительно к пегматитам на эту зависимость указали: В. Д. Никитин (1955, 1960), А. И. Гинзбург (1960), А. С. Назарова, Г. Г. Родионов, И. Н. Тимофеев (1960), Е. Д. Белянкина (1961), В. А. Леонова (1965), И. К. Карпов, Е. Н. Антипова (1965), В. С. Смирнова (1966) и др.

В скарновых и контактово-метасоматических образованиях решающая роль боковых пород показана Д. С. Коржинским (1957, 1947), С. М. Курбатовым (1934, 1946, 1944), А. Б. Вистелиусом (1940), Л. Л. Солодовниковой (1944, 1957, 1964), В. Ф. Барабановым (1954), В. А. Рудником (1961), В. А. Жариковым (1966) и др.

В гидротермальных месторождениях огромная роль боковых пород показана в работах К. Н. Озерова (1949), В. И. Лебедева (1950), Т. С. Ловеринга (1951), А. С. Великого (1952), Н. И. Хитарова (1953), Т. В. Иваницкого (1953), Я. Д. Готмана (1953), Д. С. Коржинского (1964), А. Е. Карякина (1955, 1958), П. В. Покровского (1954, 1967),

А. М. Хренова (1955), Н. Д. Ушакова, М. Д. Троянова и Н. В. Лицен-майера (1956), С. Н. Венедиктова (1958), Г. М. Швартца (Schwartz, 1959), В. Ф. Барабанова (1961, 1965б), Г. В. Ициксон (Itsikson, 1963), А. А. Беуса (1965), И. О. Романович (1958), С. Т. Бадалова (1966), М. Соломона (Solomon, 1966), Н. И. Андрусенко, А. А. Москалюк (1966), Г. Терзиева (1966), Г. А. Саркисяна (1966) и многих других. Роль боковых пород при формировании карбонатитов освещена в работах Л. С. Бородина (1958, 1957), А. С. Сергеева (1962, 1964), Г. В. Ициксон (1954), А. С. Кириллова (1964), А. Г. Булаха (1967) и др.

Все эти работы в той или иной степени подтверждают один непреложный факт: одним из самых важных источников минерального вещества в постмагматических образованиях являются вмещающие породы. Этот вывод, однако, до последнего времени не распространялся на рудные компоненты, источником которых всюду почти единодушно принимались ювенильные гидротермальные растворы.

В самое последнее время представление о роли вмещающих пород получило дальнейшее развитие. Детальные исследования, проведенные в различных странах, показали, что рудные компоненты многих оловорудных, золоторудных, свинцово-цинковых и других месторождений мира заимствовались при формировании этих месторождений из породообразующих минералов изверженных пород и из осадочных пород. Международное совещание по генезису рудных месторождений, проходившее в Шотландии в сентябре 1967 г., в значительной своей части было посвящено именно этой проблеме. В многочисленных докладах советских и зарубежных исследователей был приведен обширный и очень интересный фактический материал, свидетельствующий в пользу новых представлений об источниках рудного вещества. Так, например, в своем докладе В. Л. Барсуков (Москва) сообщил, что предпринятое в Институте геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского исследование кварц-касситеритовых и сульфидно-касситеритовых месторождений показало, что источником олова здесь были «оловосодержащие» гранитоиды, из которых рудные элементы мобилизовались гидротермальными растворами в процессе постмагматического изменения этих гранитоидов. Такие изменения (альбитизация и мусковитизация) были воспроизведены в институте экспериментально при $t=500°$ С и $p=350$ атм. Мобилизующие растворы содержали хлор, натрий, калий с добавкой силиката натрия и фтора. Эксперименты показали, что из гранита эти растворы извлекали от 30 до 60% общего содержания олова, а из диоритов — от 50 до 90%. Таким образом, источниками олова для гидротермальных рудообразующих растворов являются сами гранитоиды.

По данным проф. Р. Бойла (Канада, 1955), в золоторудных месторождениях металлы, петрогенные элементы жил и летучие заимствованы растворами из вмещающих пород. Все эти компоненты были мобилизованы из пород в процессе метаморфизма последних, но они могли быть собраны также и глубоко циркулирующими подземными или реликтовыми водами. Большинство элементов, по его мнению, мигрирует вследствие диффузии; концентрируются же они вследствие действия расширяющихся структур или в результате химического взаимодействия с благоприятными для этого породами.

В серии докладов на совещании развивалась идея о том, что такие «традиционно-магматогенные» месторождения, как свинцово-цинковые, образовались не из ювенильных гидротермальных растворов, а из внутриформационных или погребенных высококонцентрированных вод и

рассолов, которые в свою очередь обогащались рудными компонентами за счет «вымывания» металлов из осадочных пород. Так, например, А. Хейл (США) изучал стратифицированные свинцово-цинково-баритофлюоритовые месторождения долины р. Миссисипи. Анализ жидких включений, изотопного состава свинца, распределения редких элементов, особенностей геологического строения района дали основание ему утверждать, что рудообразующими растворами здесь были высококонцентрированные натриево-кальциево-калиево-хлоридные рассолы, нагретые глубоко залегающими щелочными магмами до температуры 70—150° С. Местами эти рассолы смешивались с магматогенными растворами, обогащавшими их калием и сульфатами, или, напротив, с метеорными водами.

Р. Фолинсби, Дж. Камминг, П. Фритц, Р. Кроус, С. Джексон, А. Сасаки и Р. Синхг (Канада) высказали ту же идею в отношении генезиса канадского свинцово-цинкового месторождения Пайн Поинт. Исследованные ими изотопные соотношения у свинца, кислорода, углерода и серы в минералах жил, во вмещающих карбонатных породах и в погребенных водах, а также отсутствие проявлений вулканизма в районе самого месторождения привели авторов к заключению, что руды здесь образовались из негретых глубоко погребенных в осадочную толщу рассолов при температуре 100—50° С.

М. Деляво, Дж. Браун и Г. Дое (США) привели интересные данные, свидетельствующие о том, что изотопные соотношения для свинца в хлоридных рассолах Красного моря (при концентрации 10,5 части свинца на миллион частей воды) подобны таковым для свинца в галенитах кайнозойских месторождений Саудовской Аравии и в галенитах из миоценовых осадков Египта. Хлоридные морские рассолы поэтому должны рассматриваться, по их мнению, в качестве одного из возможных источников минерализации.

Организатор совещания в Шотландии проф. Ч. Дэвидсон привел новые интересные соображения в пользу того, что так называемые телетермальные рудные месторождения образуются из внутриформационных хлоридных рассолов.

Эти рассолы в полном смысле слова подметают металлы из боковых пород, которые они пересекают, и отлагают их при соприкосновении с сульфидно-сульфатными грунтовыми водами. Наиболее достопримечательным современным примером существования рудообразующих растворов такого рода являются металлоносные хлоридные растворы нефтяной провинции п-ва Челекен, образованные из ангидритоносных миоценовых красноцветов. Эти воды были вскрыты буровыми скважинами и, согласно последним данным Л. М. Лебедева, в настоящее время они отлагают около 300 т свинца в год. До ближайших изверженных пород, находящихся в районе Эльбруса, около 500 км. По мнению проф. Дэвидсона, руды типа мансфельдских медистых песчаников также несут признаки, свидетельствующие об образовании их вследствие глубокой циркуляции рассолов, образовавшихся из вышезалегающих цехштейновых эвапоритов. Эвапориты выщелачивали металлы из первоначально рассеянной минерализации герцинского возраста на глубине и затем отлагали их путем замещения сингенетичного пирита при более позднем поднятии рассолов через мансфельдские сланцы. Средняя скорость движения рассолового фронта не превышала нескольких миллиметров в год.

Уже после совещания в печати появилась новая работа Л. М. Лебедева (1967), в которой приводится дополнительный фактический материал, свидетельствующий, что высокоминерализованные термальные

воды Челекенской брахиантиклинали, характеризующиеся высокой металлоносностью, могут рассматриваться как рудоносные гидротермы. В этой работе, например, сообщается, что в скважинах месторождения происходит интенсивное отложение самородного свинца, в каптажных сооружениях отлагаются кальцит, пирит, гели сульфида железа, галенит и сфалерит. Образование последнего в одном из чанов, в котором собирались воды скважин, оказалось столь значительным, что отсюда было извлечено 0,5 т сфалерита.

Е. А. Басков (1966) высказал интересную мысль, что десятки тысяч кубических километров высококонцентрированных рассолов, локализованных в южной части Сибирской платформы и представляющих собой метаморфизованную маточную рапу нижнекембрийских солеродных бассейнов, могут явиться надежным фундаментом для построения гипотезы о генезисе огромных железорудных месторождений Ангаро-Илимского района посредством взаимодействия этих рассолов с остывающими раскристаллизованными, богатыми железом долеритами сибирских траппов. Трубки взрыва, разломы и скарны, несущие железорудную минерализацию, при таком объяснении генезиса окажутся всего лишь очагами разгрузки рассолов, насыщенных соединениями железа.

Если магма в подобного рода случаях не является источником рудоносных растворов, то в чем же состоит ее главная роль при образовании гидротермальных рудных месторождений? На этот вопрос, пожалуй, лучше всего можно ответить словами акад. Д. И. Щербакова (1966): «Согласно новым взглядам, — писал он, — магма является прежде всего источником тепла. Внедряясь в верхние части земной оболочки, она нарушает установившиеся равновесия, нагревает те водные растворы, которые там существуют, вносит некоторые новые ингредиенты, например углекислоту.

При помощи воды, углекислоты и тепла ряд элементов экстрагируется из боковых пород, в том числе и из самих магматических тел.

Для практики это значит, что нам может быть и не нужно искать непосредственную связь с теми или иными интрузиями; куда важнее искать те породы, из которых экстракторы могут вынести различные химические элементы» (разрядка моя. — *В. Б.*).

ГЛАВА IV

СОСТАВ ВОЛЬФРАМИТОВ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ХИМИЗМА СРЕДЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Изучение химизма наших вольфрамитов началось сравнительно давно. Уже в 1869 г. В. Бек и Н. Тейх (1869) сообщали, что они «имели под руками образцы волчеца (вольфрамита.— *В. Б.*) из всех месторождений этого минерала в России» и что тем самым им «представлялась возможность проверить анализы, произведенные в прежнее время». В. Бек и Н. Тейх выполнили анализы вольфрамитов из Шерловой Горы (Забайкалье), Боевки (Урал), Колыванского рудника (Алтай), с р. Онона (Забайкалье) и шеелита из Питкяранты (Приладожье). Они пришли при этом к интересным выводам:

1) составы русских вольфрамитов колеблются. Вольфрамиты представляют собой изоморфные смеси вольфрамовокислых железа и марганца;

2) образцы вольфрамитов из одного и того же месторождения находятся в разной степени природного разложения, в ходе которого вольфрамовый ангидрид в той или иной степени выносится, а часть закисного железа окисляется до состояния окиси;

3) «ниобистая кислота, открытая Вёлером в волчецах и найденная Бернулли в волчецах из Шантелуп и Цинвальда, не содержится в волчецах из русских месторождений» (Бек, Тейх, 1869, с. 185).

М. М. Тетяев (1926), исследовавший в течение десяти лет вольфрамитовые месторождения Забайкалья, привел кроме выше упомянутых химические анализы вольфрамитов Шерловой Горы, горы Антан, месторождений Харанор, Малый Соктуй, Большой Соктуй, Олданда, Букука, Белуха, Дулдурга, Ушмунский Голец — в Забайкалье, а также вольфрамитов из Колыванского рудника на Алтае и Боевского рудника на Урале. Всего М. М. Тетяевым приведено, без анализов В. Бека и Н. Тейха, 16 анализов русских вольфрамитов. Из сводки М. М. Тетяева (1926) вытекало, что по своему составу вольфрамиты России колеблются от сильно железистых (Шерловая Гора — 10% $MnWO_4$) до сильно марганцовистых (Боевка — до 89% $MnWO_4$). При этом оказывалось, что и в пределах одного месторождения железистость вольфрамитов менялась, %: Шерловая Гора — 10—13, Букука — 47—51, Колыванские рудники — 35—60, Боевка — 78—90. Колебания эти М. М. Тетяев объяснял температурными условиями кристаллизации вольфрамита, полагая, что железистые члены изоморфного ряда ферберит — гюбнерит выпадают при более высоких температурах, чем марганцовистые. При еще более низких температурах вместо гюбнерита выделяется шеелит. Таким образом, на вольфрамовых месторождениях, по М. М. Тетяеву, следовало ожидать проявления зональности отложения: ферберит — гюбнерит — шеелит, отвечающей

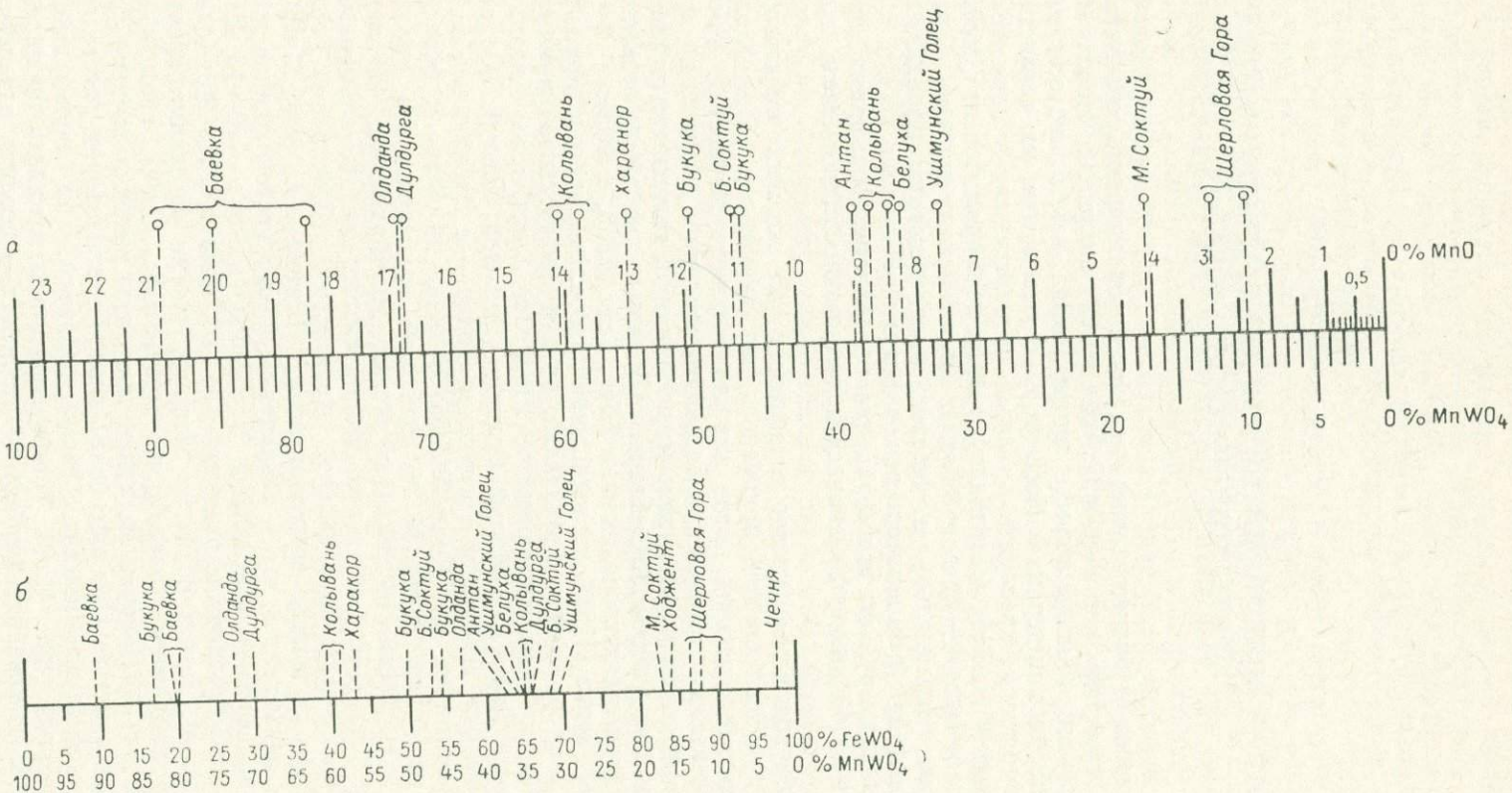


Рис. 137.

а — диаграмма для определения железистости вольфрамита (% $MnWO_4$) по содержанию в нем закиси марганца (по Тетяеву, 1926); *б* — молекулярный состав вольфрамитов Fe и Mn.

последовательному понижению температуры гидротермального минералообразующего раствора.

В приведенных анализах вольфрамитов М. М. Тетяева были всюду определены лишь содержания WO_3, FeO и MnO, примерно в половине анализов — CaO и SiO_2 и в единичных случаях MgO, Al_2O_3, TiO_2, Ta_2O_5, ZrO_2, P_2O_5, S, H_2O. Расчет же анализов проводился лишь на молекулярные соотношения ферберита с гюбнеритом. М. М. Тетяев считал, что «почти всегда в вольфрамите известное количество железа находится в состоянии свободной окиси», поэтому наиболее постоянным в вольфрамитах оказывается содержание MnO. На основании этого М. М. Тетяев предложил простую диаграмму для определения железистости вольфрамита (% $MnWO_4$) по содержанию в нем закиси марганца (рис. 137,*а*).

А. К. Болдырев и Э. Я. Ляски (1929) привели данные по химическому составу отдельных образцов вольфрамитов из Ходжента и Чечни

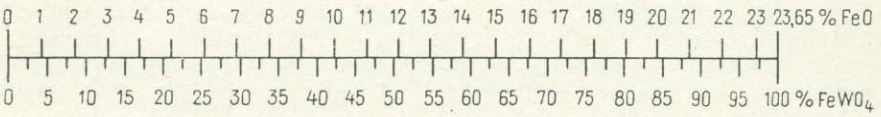


Рис. 138. Диаграмма для определения железистости вольфрамита по содержанию в нем закиси железа (по Болдыреву, Ляски, 1929).

и дополнили уже имевшуюся в литературе характеристику этого минерала из Букуки, Дулдурги, Олданды, Ушмунского Гольца, Большого Соктуя. Вместе с анализами, заимствованными у М. М. Тетяева, авторы располагали данными о составе 28 анализированных образцов. Это позволило им подтвердить широкий изоморфизм между ферберитом и гюбнеритом и разделить весь изоморфный ряд по содержанию $FeWO_4$ на три минеральных вида: гюбнерит (0—25% $FeWO_4$), вольфрамит (25—75% $FeWO_4$), ферберит (75—100% $FeWO_4$). На рис. 137, *б*, иллюстрировавшем молекулярный состав русских вольфрамитов, можно было видеть дальнейшее расширение колебаний степени их железистости на уже известных месторождениях. Так, например, на Букуке железистость вольфрамита оказывалась колеблющейся от 17 до 54% $FeWO_4$, на Антоновой Горе (Большой Соктуй) — от 52 до 68% $FeWO_4$ и т. д. А. К. Болдырев и Э. Я. Ляски, видоизменив диаграмму М. М. Тетяева (рис. 137, *а*), предложили определять железистость вольфрамитов по содержанию в них закиси железа (рис. 138).

Н. А. Смольянинов (1940) был первым, кто заметил, что железистость вольфрамита обусловлена минеральным составом боковых пород, а не температурой кристаллизации вольфрамита. Он писал в своем годовом отчете об изучении минералогии Букуки и Белухи: «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» (с. 190). В этом же отчете были приведены три детальных анализа вольфрамитов из Букуки, Белухи и Джиды с определением в них SiO_2, TiO_2, SnO_2, Al_2O_3, CaO, MgO, $(Ta+Nb)_2O_5$, MoO_3, Cu, Bi, H_2O и указанием мест взятия образцов в рудниках.

Превосходным для своего времени описанием вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья была монография О. Д. Левицкого (1939). К сожалению, в этой крупной работе химизму вольфрамита внимание не было уделено. В ней нет ни одного химического анализа вольфрамита, а имеющиеся по этому поводу суждения основаны лишь на наблюдениях цвета „черты минерала" (см., например, с. 156) и общих предположениях. Поэтому и обобщающие замечания О. Д. Левицкого по химизму вольфрамита, вроде того, что на Белухе «проведенными выработками вскрыты самые различные горизонты жильного тела (жила А. — *В. Б.*), однако существенных колебаний состава вольфрамита установить не удалось» (Левицкий, 1939, с. 171), оказались ошибочными.

Через десять лет Р. А. Хасин (1949), изучая одно из вольфрамитовых рудных полей Монголии, приуроченное к гранитам, конгломератам и сланцам, обнаружил, что жилы, залегающие в осадочных породах, содержали вольфрамит с 51% $MnWO_4$, а вольфрамит из жил, заключенных в гранитах, — 66% $MnWO_4$. На другом месторождении вольфрамит из жил, залегающих в граните, содержал 53% $MnWO_4$, а вольфрамит из грейзена в этом же граните — 64% $MnWO_4$. Наконец, на третьем месторождении этого же рудного поля вольфрамит из жил, залегающих в песчано-сланцевой толще, содержал 32% $MnWO_4$, а вольфрамит из жил, залегающих в граните, оказался гюбнеритом. Таким образом, вольфрамиты из жил, залегающих в граните, имели состав существенно марганцовистый (от 53% $MnWO_4$ до гюбнерита). Вольфрамиты же из жил, залегающих в песчано-сланцевой толще, богатой соединениями железа, содержали гюбнеритовую составляющую лишь от 32 до 51%, т. е. оказывались значительно более железистыми. Несмотря на эту вполне очевидную зависимость, Р. А. Хасин пришел к иным выводам. Он писал: «Таким образом, можно прийти к заключению, что химический состав вольфрамита, в частности соотношение в нем марганцовистых и железистых членов ряда, хотя и зависит в значительной степени от характера и состава рудообразующих растворов, но одновременно является функцией глубины или, точнее, температурного режима. Из сказанного можно сделать практический вывод, что сравнение химического состава вольфрамовых руд различных месторождений одной провинции может дать ключ к установлению глубинности зон оруденения» (Хасин, 1949, с. 119). Этот вывод Р. А. Хасина в противоположность представлениям М. М. Тетяева (1918) предполагал смену близповерхностных ферберитовых разностей вольфрамита с глубиной более высокотемпературными марганцовистыми разностями.

О. Ольснер (1944—1949 гг.), исследуя состав вольфрамитов из Рудных гор, как и М. М. Тетяев, пришел к заключению, что соотношение железа и марганца в них определяется температурой их кристаллизации. В связи с этим О. Ольснер ввел понятие о H/F-коэффициентах, отвечающих соотношениям гюбнеритовой составляющей (H) к ферберитовой (F). Это соотношение, по мнению О. Ольснера, было наивысшим в «высокотемпературных» вольфрамитах и наинизшим — в «низкотемпературных».

Ф. Лейтвейн (Leutwein, 1951, 1952), использовав коэффициенты О. Ольснера, при интерпретации имевшихся в его распоряжении 58 химических анализов вольфрамитов пришел к заключению о том, что весь природный процесс образования вольфрамитов по значениям этих коэффициентов может быть разделен на генетические типы, представленные в табл. 131. При этом он не приводил никаких доказательств

в пользу отнесения тех или иных месторождений к категориям «пегматитовых», «пневматолитовых» или «эпитермальных», но сделал общее заключение, в котором говорилось: «Согласно существующим взглядам, вольфрамит является типичным минералом пегматито-пневматолитового парагенезиса» (Leutwein, 1952, с. 138).

Систематическое изучение минералогии крупнейших вольфрамитовых месторождений в Забайкалье уже в 1961 г. позволило автору установить, что в жилах Букуки и «даже на горизонте одного штрека... состав вольфрамита не остается постоянным.., что состав вольфрамита прежде всего зависит от места и условий его образования, т. е. от химизма окружающей среды, а не от температуры выделения, как это

Таблица 131

Соотношение H/F в вольфрамитах из месторождений различных генетических типов (по Leutwein, 1952)

Генетический тип месторождения вольфрамита	Соотношение гюбнеритовой и ферберитовой составляющей H/F в вольфрамитах
Пневматолито-грейзеновые месторождения	4—0,5
Пегматитовые жилы	2—4
Пегматито-пневматолитовые кварцевые жилы	1—0,5
Кварц-сульфидные жилы	0,5—0,05
Эпитермальные месторождения	Менее 0,05

принято думать (Тетяев, 1926; Leutwein, 1952; Щербина, 1939; Oelsner, 1954)» (Барабанов, 1961, с. 117).

На Белухинском месторождении тщательно привязанными анализами было показано, что колебания в составе вольфрамита «зависят от характера вмещающих жилу пород, от степени сохранности вольфрамита и от особенностей химических изменений, которым первичный вольфрамит подвергается» (Барабанов, 1961, с. 222). Отмечалось, что «не только химический состав, но и общее содержание вольфрамита в жилах зависит от характера боковых пород (там же, с. 225). Были сделаны и обобщенные выводы:

«Так как железо, марганец и кальций, входящие в состав породообразующих минералов, являются главными осадителями вольфрамового ангидрида из минералообразующего раствора, следует рекомендовать поиски крупных концентраций вольфрамита и шеелита среди гранитоидов повышенной основности, т. е. среди пород, обогащенных биотитом, амфиболом и плагиоклазами, или соответствующих осадочных пород» (там же, с. 344).

В последующие годы эти выводы были подтверждены на примере других вольфрамитовых месторождений Забайкалья — Барун-Шивеинского, Спокойнинского, Бом-Горхонского, Куналейского, Дедовогорского, Ангатуйского, Антоновогорского и др., а также на ряде месторождений Приморья и Казахстана. Всюду, где образцы вольфрамита отбирались и анализировались с учетом химизма вмещающих пород, однозначно проявлялась решающая роль состава боковых пород в химическом составе кристаллизующихся вольфрамитов. Так, например, на месторождении Спокойнинское аспиранткой Л. Ф. Сырицо (1967) было установлено, что «состав вольфрамита... варьирует в широких пределах...

Решающим фактором, определяющим его (состав вольфрамита. — *В. Б.*), является состав вмещающих пород... Влияние их (пород. — *В. Б.*) прослеживается на месторождении особенно четко благодаря тому, что одни и те же жилы переходят из гранитного массива в биотитовые сланцы... Вольфрамиты жил и грейзенов гранитного массива представлены в основном гюбнеритовой разновидностью (75—91% $MnWO_4$). Значительно реже отмечаются вольфрамиты состава 60—66% $MnWO_4$. В сланцах же наблюдается постоянно более железистая разновидость, представленная собственно вольфрамитом (37—53% $MnWO_4$). В Западном массиве наблюдается еще более значительный размах колебаний состава: в топазовом грейзене массива здесь был обнаружен наиболее марганцовистый гюбнерит (93% $MnWO_4$), в кварцевых жилах экзоконтакта — почти ферберитовая разновидность (26% $MnWO_4$)» (Сырицо, 1967, с. 45—46).

Аналогичного рода наблюдения были сделаны на всех других исследованных месторождениях Забайкалья. Даже на месторождениях, считавшихся представленными крайними членами ряда ферберит — гюбнерит, изучение показало и наличие тех же колебаний в составе вольфрамитов, и зависимость этих колебаний от состава вмещающих жилы пород. Так, на считавшемся «типично» гюбнеритовом месторождении Бом-Горхон вольфрамиты содержат от 74 до 97% $MnWO_4$, а в пределах одной жилы — от 83 до 95% $MnWO_4$. По данным В. И. Сизых (1971), количественное содержание в Бом-Горхонском массиве акцессорного гюбнерита в целом «зависит от состава минеральных ассоциаций и петрографического состава пород» (Сизых, 1971, с. 120). Поэтому в лейкократовых гранитах и в мелкозернистых биотитовых гранитах встречаются лишь знаки гюбнерита. В порфировидных биотитовых гранитах гюбнерит содержится до 4 г/т. В гранодиоритах и сиенит-диоритах содержание гюбнерита поднимается до 29 г/т. В. И. Сизых установил, что «начальный момент становления гранитного массива обусловил перекристаллизацию вмещающих его биотитовых и биотит-амфиболовых кристаллических сланцев и гнейсов» (Сизых, 1971, с. 159). Если вспомнить, что докембрийские толщи, вмещающие бом-горхонские гранитоиды, на широком пространстве их распространения обогащены марганцем, вплоть до образования в ряде мест марганцовых месторождений, установленная выше В. И. Сизых особенность становления бом-горхонских гранитоидных интрузий способна логично и просто объяснить источник марганца, необходимый для появления столь типичной Бом-Горхонско-Джидинской гюбнеритовой провинции.

На ферберитовом месторождении Барун-Шивея рудные тела залегают в толще метаморфических пород канвильской свиты, относимой к синию — нижнему палеозою. В составе этой свиты находятся биотитовые и серицит-хлоритовые сланцы, чередующиеся с прослоями кварцитов и аркозовых песчаников. Породы эти весьма богаты окислами и гидроокислами железа. Месторождение в период наших посещений было вскрыто лишь канавами и несколькими разведочными шурфами. В одном из них (шурф 718) нами были взяты многочисленные образцы вольфрамита. Анализ трех из них показал составы 23, 26 и 36% $MnWO_4$. Таким образом, и на «типично ферберитовом» месторождении в одной и той же выработке из трех анализированных образцов лишь один оказался настоящим ферберитом.

В последнее время дискуссия о причинах колебаний железистости вольфрамитов разгорелась с новой силой. Появились работы, в которых на основании анализа случайного или ограниченного материала высказываются мнения о том, что «состав вольфрамита, помимо прочих усло-

вий, отражает кислотность — щелочность среды минералообразования» (Булдаков, 1971), или, что еще хуже, на основании одних общих рассуждений делается вывод о том, 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» (Денисенко, 1971).

Особенно печально примечательна в этом отношении статья Г. Ф. Ивановой и И. Е. Максимюк (1971), в которой, по мнению авторов, «показано крайне ограниченное влияние состава вмещающих пород на химический состав вольфрамита, что свидетельствует о ничтожной роли Fe и Mn вмещающих пород на осаждение вольфраматов». Однако всякий прочитавший эту статью внимательно, обнаружит поразительную противоречивость и того скудного фактического материала, который в ней приведен, тем обширным выводам, которые столь поспешно делают авторы. Остановимся на некоторых из этих противоречий.

1. В статье утверждается, что различные рудные участки Их-Хайрханского месторождения характеризуются «практически одинаковым составом вольфрамита» (с. 1117). Но в приведенной в той же статье на предыдущих страницах таблице сообщается, что на Западном участке Их-Хайрханского рудного узла состав вольфрамита колеблется от 73 до 90% $MnWO_4$, на северо-восточном и восточном участках он почти постоянный (85—88% $MnWO_4$), а на участке Майхен-Худук вновь колеблется от 77 до 85% $MnWO_4$ и т. д.

2. Авторы утверждают, что «приведенные данные (табл. 1 и 2. — *В. Б.*) указывают на отсутствие какой-либо зависимости состава вольфрамитов от состава вмещающих пород» (с. 1115). Но в таблицах, к которым отсылается читатель, химизм вмещающих пород определяется лишь словами «граниты», «роговики», «порфириты», «амфиболиты». И даже при столь неполной характеристике пород зависимость состава вольфрамита от состава вмещающих пород все же четко прослеживается. Так, на месторождении Бурен-Цогто жилы, залегающие в роговиках, имеют вольфрамит с 47—53% $MnWO_4$, а в амазонитовом граните — с 70% $MnWO_4$. На месторождении Тумэн-Цогто вольфрамит из кварц-полевошпатового тела в граните имеет 58% $MnWO_4$, а из кварц-вольфрамитовых жил в граните — до 86% $MnWO_4$. На месторождении Чулун-Хуриэте вольфрамит из грейзенизированного гранита содержит 57% $MnWO_4$, а в жилах, залегающих в роговиках, встречены образцы с 37% $MnWO_4$ (табл. 1, с. 1112, и т. д.). Если бы авторы указали, по каким породам образуются их «роговики», как далеко от контакта «гранитов» с вмещающими породами брались образцы, чем отличаются между собой различные «граниты», эта зависимость, конечно, была бы еще более четкой.

Колебание состава вольфрамитов в рудных жилах Их-Хайрханского узла заметно из приведенных в начале данных. На Западном участке, например, оно находится, как мы видели, в пределах 73—90% $MnWO_4$, и именно здесь неизмененные вмещающие породы — порфириты и лампрофиры обнаруживают большие колебания в составе, вес. %: Fe_2O_3 — от 5,42 до 11,90, FeO — от 1,20 до 8,32, MnO — от 0,04 до 0,14, CaO — от 2,60 до 6,30 (табл. 3, с. 1114). Мы видели также, что и из данных Р. А. Хасина вытекала аналогичная зависимость. И ведь она установлена 25 лет назад.

3. Для подтверждения независимости состава вольфрамита от состава боковых пород авторы говорят о крайне ограниченном развитии метасоматоза при образовании жил Их-Хайрханского месторождения

№ п.п.	Номер образца	Место взятия образца или литературный источник	Данные химического анализа						
			WO_3	Nb_2O_5	Ta_2O_5	TiO_2	SiO_2	Al_2O_3	Sc
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	I. Букукинское месторождение. Забайкалье								
1	283в/53	53 жила, штр. 17	76,60	0,48	0,010	—	—	Нет	0,0085
2	277б/53	53 жила, штр. 15	76,60	0,34	0,009	—	—	„	0,0081
3	289/53	3 жила, штр. 18	76,52	0,18	0,014	—	—	„	0,0009
4	696-В	7 жила, штр. 34, блок 29	77,60	0,003	<0,002	0,12	0,36	<0,10	—
5	670-В	7 жила, штр. 6	77,10	0,021	<0,002	0,16	0,24	<0,10	—
6	697-а	7 жила, штр. 6, блок 26	76,20	0,012	<0,002	0,17	0,16	<0,10	—
7	669-Е	7 жила, штр. 6	76,20	0,007	<0,002	0,16	0,20	<0,10	—
8	668	7 жила, штр. 6, блок 25	76,30	<0,002	<0,002	0,17	0,36	<0,10	—
9	669-В	7 жила, штр. 6, восстающ. 29	76,10	0,009	<0,002	0,16	0,20	<0,10	—
10	262/53	7 жила, штр. 7	76,73	—	—	—	—	—	—
11	257/53	7 жила, штр. 7	76,68	—	—	—	—	—	—
12	257-А/53	7 жила, штр. 7	76,77	0,024	0,002	0,16	0,16	<0,10	—
13	666-А	7 жила, штр. 3	75,58	0,009	<0,002	0,18	0,72	<0,10	—
14	7—20/53	7 жила, штр. 20	76,15	0,046	0,004	—	—	—	—
15	9161 ИГЕМ/57	Материал Д. О. Онтоева	75,05	—	—	—	0,51	—	—
16	ИГЕМ/39	Штольня № 3, материал Н. А. Смольянинова	76,12	0,07	—	0,04	0,34	0,37	Нет
17	8904 ИГЕМ/56	Материал Д. О. Онтоева	76,15	—	—	—	—	—	—
18	8414 ИГЕМ/56	Материал Д. О. Онтоева	75,56	—	—	—	—	—	—
19	2174	18 карьер	76,40	0,067	0,007	—	—	Нет	0,0028
20	627п/56	18 карьер	76,52	0,15	0,005	—	—	„	0,0029
21	9398 ИГЕМ/57	Материал Д. О. Онтоева	75,96	—	—	—	0,26	—	—
22	9397 ИГЕМ/57	Материал Д. О. Онтоева	75,99	—	—	Нет	0,26	—	—
23	9162 ИГЕМ/57	Материал Д. О. Онтоева	75,54	—	—	—	0,44	—	—
24	9164 ИГЕМ/57	Материал Д. О. Онтоева	75,62	—	—	—	0,44	—	—
25	303б/53-Ка	Жила Озерная	75,55	0,055	0,008	—	—	Нет	0,0018
26	303б/53-Ко	Жила Озерная	76,25	0,035	0,004	—	—	„	0,0023
	II. Белухинское месторождение. Забайкалье								
27		Жила № 3	75,98	—	—	—	—	—	—

русских вольфрамитов

вольфрамита, вес. %				Сумма	$MnWO_4$, %	Формула вольфрамита
FeO	MnO	MgO	CaO			
11	12	13	14	15	16	17
16,49	6,89	0,30	—	100,77	29	$(Fe_{0,69}Mn_{0,29}Mg_{0,02})_{1,00}(W_{0,99}Nb_{0,01})_{1,00}O_4$
16,05	7,60	0,40	—	101,00	32	$(Fe_{0,67}Mn_{0,32}Mg_{0,03})_{1,02}(W_{0,99}Nb_{0,01})_{1,00}O_4$
9,48	14,35	Сл.	—	100,54	61	$(Fe_{0,40}Mn_{0,61})_{1,01}W_{0,99}O_4$
12,23	8,72	0,55	0,34	99,92	37	$(Fe_{0,51}Mn_{0,37}Ca_{0,02}Mg_{0,04}Al_{0,01})_{0,95}(W_{1,00}Si_{0,01})_{1,01}O_4$
12,22	10,50	0,31	<0,10	100,55	44	$(Fe_{0,51}Mn_{0,44}Ca_{0,01}Mg_{0,02}Al_{0,01})_{0,99}(W_{0,99}Si_{0,01}Ti_{0,01})_{1,01}O_4$
11,62	10,98	0,50	<0,10	99,64	47	$(Fe_{0,49}Mn_{0,47}Ca_{0,01}Mg_{0,04})_{1,01}(W_{0,99}Si_{0,01}Ti_{0,01})_{1,01}O_4$
11,08	12,91	Н. о.	<0,10	100,56	55	$(Fe_{0,46}Mn_{0,54}Ca_{0,01})_{1,01}(W_{0,98}Si_{0,01}Ti_{0,01})_{1,00}O_4$
9,35	14,04	0,26	<0,10	100,48	59	$(Fe_{0,39}Mn_{0,59}Ca_{0,01}Mg_{0,02})_{1,01}(W_{0,98}Si_{0,01}Ti_{0,01})_{1,00}O_4$
7,19	15,66	0,46	0,36	100,14	66	$(Fe_{0,30}Mn_{0,66}Ca_{0,02}Mg_{0,03})_{1,01}(W_{0,98}Si_{0,01}Ti_{0,01})_{1,00}O_4$
13,29	10,76	—	—	100,78	45	$(Fe_{0,56}Mn_{0,45})_{1,01}W_{0,99}O_4$
12,47	11,64	—	—	100,79	49	$(Fe_{0,52}Mn_{0,49})_{1,01}W_{0,99}O_4$
10,86	12,10	0,50	<0,10	100,58	51	$(Fe_{0,45}Mn_{0,57}Ca_{0,01}Mg_{0,04})_{1,01}(W_{0,99}Ti_{0,01}Si_{0,01})_{1,01}O_4$
10,25	12,91	0,53	<0,10	100,18	54	$(Fe_{0,42}Mn_{0,54}Ca_{0,01}Mg_{0,04})_{1,01}(W_{0,97}Ti_{0,01}Si_{0,04})_{1,02}O_4$
10,05	13,40	—	—	99,65	58	$(Fe_{0,43}Mn_{0,58})_{1,01}W_{1,00}O_4$
11,63	10,70	—	—	99,64	45	$(Fe''_{0,49}Fe'''_{0,03}Mn_{0,45})_{0,97}(W_{0,97}Si_{0,02})_{0,99}O_4$
11,38	11,63	0,07	0,33	100,37	49	$(Fe_{0,47}Mn_{0,49}Ca_{0,01}Al_{0,02})_{0,99}(W_{0,99}Si_{0,01})_{1,00}O_4$
10,58	12,77	—	—	100,32	54	$(Fe''_{0,44}Fe'''_{0,03}Mn_{0,54})_{1,01}W_{0,99}O_4$
10,60	12,87	—	—	99,03	55	$(Fe_{0,45}Mn_{0,55})_{1,00}W_{1,00}O_4$
8,35	14,64	Нет	Нет	99,47	63	$(Fe_{0,35}Mn_{0,63})_{0,98}W_{1,00}O_4$
8,32	15,57	0,30	—	100,86	66	$(Fe_{0,35}Mn_{0,66}Mg_{0,02})_{1,03}W_{0,99}O_4$
6,35	17,20	—	—	99,77	73	$(Fe_{0,27}Mn_{0,73})_{1,00}(W_{0,99}Si_{0,01})_{1,00}O_4$
5,38	18,06	—	—	99,69	77	$(Fe_{0,22}Mn_{0,77})_{0,99}(W_{0,99}Si_{0,01})_{1,00}O_4$
4,30	18,78	—	—	99,06	81	$(Fe_{0,18}Mn_{0,81})_{0,99}W_{1,00}O_4 + 0,009\ SiO_2$
3,09	20,02	—	—	99,17	85	$(Fe_{0,13}Mn_{0,85})_{0,98}(W_{0,99}Si_{0,02})_{1,01}O_4$
3,37	20,48	Нет	Нет	99,46	88	$(Fe_{0,14}Mn_{0,88})_{1,02}W_{0,99}O_4$
2,86	20,66	„	„	100,00	88	$(Fe_{0,12}Mn_{0,88})_{1,00}W_{1,00}O_4$
19,87	4,20	—	—	100,05	17	$(Fe_{0,83}Mn_{0,17})_{1,00}W_{0,99}O_4$

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
28		Жила № 49	75,84	—	—	—	—	—	—
29		Жила А, шт. 6	75,61	—	—	—	—	0,10	—
30		Жила А, шт. 27	76,20	0,04	—	0,05	0,29	0,26	—
31		Жила А, шт. 34	75,75	—	—	—	—	—	—
32		Жила А, шт. 28	76,10	0,04	—	0,06	0,40	0,24	—
33		Жила № 4	75,77	—	—	—	—	—	—
34	529б/53	Жила № 4	76,52	0,07	0,03	—	0,20	Нет	—
35	732/56	Жила № 88в, штр. 85	76,95	0,10	0,003	—	—	„	0,0033
36	518-д/53	Жила № 88, штр. 118	76,80	0,02	<0,002	0,18	0,24	<0,10	—
37	509-г/53	Жила № 88, штр. 118	77,00	0,021	<0,002	0,12	0,20	<0,10	—
38	509-д/53	Жила № 88, штр. 118	77,10	0,003	<0,002	0,17	0,20	<0,10	—
39	509/53	Жила № 88в, штр. 118	76,70	0,08	0,008	—	—	Нет	0,0015
40	721/56	Жила № 88, штр. 118	77,30	—	—	—	—	—	—
41	518/53	Жила № 88, штр. 118	75,40	0,091	0,008	—	—	Нет	0,0020
42	509-В/53	Жила № 88, штр. 100	76,40	0,008	<0,002	0,16	0,28	<0,10	—
43	738/56	Жила № 88, штр. 100а	76,23	0,02	0,002	—	—	—	—
44	729/56	Жила № 88в, штр. 82	75,11	0,11	0,005	—	—	—	0,0039
45	721-г/56	Жила № 88, блок 3	76,80	0,003	<0,002	0,16	0,36	<0,10	—
46	721-в/56	Жила № 88, блок 3	76,70	0,002	<0,002	0,16	0,24	<0,10	—
47	744-А/56	Жила № 88, блок 13	76,70	0,002	<0,002	0,12	0,32	<0,10	—
48	„Стрекоза"	Жила № 88, поверхность	77,02	0,061	0,008	—	—	Нет	0,0021
49	733/56	Жила № 88, подэтаж	75,68	0,08	0,003	—	—	„	0,0063
50		Жила С, шт. 31, штр. СЗ	75,64	—	—	—	—	—	—
51		Жила С, шт. 31, штр. ЮВ	76,15	0,03	—	0,05	0,34	0,20	—
52		Жила С, шт. 31, штр. ЮВ	75,99	—	—	—	0,08	—	—
53	545/53	Жила № 8	77,33	0,005	0,002	0,014	0,18	0,10	—
54		Жила R	76,01	—	—	—	—	—	—
	III. Антонова Гора. Забайкалье								
55	802/56	Шт. Вспом., штр. 4	75,61	—	—	—	—	—	—
56	802-В	Шт. Вспом., штр. 4	75,56	0,54	0,056	0,018	0,24	0,42	—
57	845/56	Жила № 2, штр. 1	76,16	—	—	—	—	—	—
58	839б/56	Жила № 2, штр. 1	75,71	0,55	0,02	—	—	Нет	0,0016
59	833б/56	Жила № 2, штр. 2	75,65	0,42	0,06	—	—	—	0,0014
60	849з/56	Жила № 80, штр. 12	75,38	0,70	0,02	—	Нет	Нет	0,003
61	856/56	Жила № 80а, штр. 1	75,92	—	—	—	—	—	—
	IV. Прочие месторождения Забайкалья								
62	1545-а	Шерловая Гора	75,55	—	—	—	—	—	—
63	1545-б	„ „	74,46	—	—	—	0,26	—	—

11	12	13	14	15	16	17
16,64	7,22	—	—	99,70	31	$(Fe_{0,70}Mn_{0,31})_{1,01}W_{0,99}O_4$
17,49	6,25	0,45	0,36	100,26	26	$(Fe_{0,73}Mn_{0,26}Ca_{0,01}Mg_{0,03})_{1,03}W_{0,98}O_4$
17,10	6,40	0,06	0,34	100,66	27	$(Fe_{0,71}Mn_{0,27}Ca_{0,02}Al_{0,01})_{1,01}(W_{0,98}Si_{0,01})_{0,99}O_4$
16,05	7,57	0,22	0,29	99,88	32	$(Fe_{0,67}Mn_{0,32}Ca_{0,01}Mg_{0,01})_{1,01}W_{0,99}O_4$
14,22	8,90	0,10	0,40	100,47	37	$(Fe_{0,59}Mn_{0,37}Mg_{0,01}Ca_{0,02}Al_{0,01})_{1,00}(W_{0,98}Si_{0,02})_{1,00}O_4$
14,04	10,00	—	—	99,81	42	$(Fe_{0,59}Mn_{0,42})_{1,01}W_{0,99}O_4$
9,20	13,92	Нет	Нет	99,91	60	$(Fe_{0,39}Mn_{0,60})_{0,99}W_{1,00}O_4 + 0{,}005\ SiO_2$
13,42	10,12	„	—	100,59	43	$(Fe_{0,56}Mn_{0,43})_{0,99}W_{1,00}O_4$
12,52	10,39	0,38	<0,10	100,53	44	$(Fe_{0,52}Mn_{0,44}Ca_{0,01}Mg_{0,03})_{1,00}(W_{0,99}Si_{0,01}Ti_{0,01})_{1,01}O_4$
12,44	10,65	0,08	<0,10	100,51	45	$(Fe_{0,52}Mn_{0,45}Mg_{0,01}Ca_{0,01}Al_{0,01})_{1,00}(W_{0,99}Si_{0,01})_{1,00}O_4$
12,08	10,65	0,34	<0,10	100,54	45	$(Fe_{0,50}Mn_{0,45}Mg_{0,03}Al_{0,01})_{0,99}(W_{0,99}Si_{0,01}Ti_{0,01})_{1,00}O_4$
12,60	11,05	Нет	Нет	100,43	47	$(Fe_{0,53}Mn_{0,47})_{1,00}W_{1,00}O_4$
12,42	11,96	—	—	100,98	50	$(Fe_{0,51}Mn_{0,50})_{1,01}W_{0,99}O_4$
9,70	14,06	Нет	—	99,26	60	$(Fe_{0,41}Mn_{0,60})_{1,01}W_{0,99}O_4$
12,66	10,65	„	<0,10	100,17	45	$(Fe_{0,53}Mn_{0,45}Ca_{0,01}Al_{0,01})_{1,00}(W_{0,99}Si_{0,01}Ti_{0,01})_{1,01}O_4$
12,89	10,98	—	—	100,12	47	$(Fe_{0,54}Mn_{0,47})_{1,01}W_{1,00}O_4$
13,72	10,67	—	—	99,62	46	$(Fe_{0,56}Mn_{0,46})_{1,02}W_{0,99}O_4$
11,60	11,30	0,27	<0,10	100,49	47	$(Fe_{0,48}Mn_{0,47}Ca_{0,01}Mg_{0,02}Al_{0,01})_{0,99}(W_{0,99}Si_{0,02}Ti_{0,01})_{1,02}O_4$
11,66	11,30	0,37	<0,10	100,43	48	$(Fe_{0,48}Mn_{0,48}Ca_{0,01}Mg_{0,03})_{1,00}(W_{0,99}Si_{0,01}Ti_{0,01})_{1,01}O_4$
11,51	11,47	0,36	<0,10	100,48	48	$(Fe_{0,48}Mn_{0,48}Ca_{0,01}Mg_{0,03})_{1,00}(W_{0,99}Si_{0,02})_{1,01}O_4$
11,54	11,89	Нет	—	99,52	51	$(Fe_{0,49}Mn_{0,51})_{1,00}W_{1,00}O_4$
10,55	12,76	„	—	99,07	55	$(Fe_{0,45}Mn_{0,55})_{1,00}W_{1,00}O_4$
13,58	9,94	0,07	0,18	99,41	43	$(Fe_{0,57}Mn_{0,43}Ca_{0,01})_{1,01}W_{0,99}O_4$
7,10	16,12	0,04	0,40	100,46	68	$(Fe_{0,29}Mn_{0,68}Ca_{0,02}Al_{0,01})_{1,00}(W_{0,98}Si_{0,02})_{1,00}O_4$
4,58	19,71	0,04	0,25	100,65	83	$(Fe_{0,19}Mn_{0.83}Ca_{0,01})_{1,03}W_{0,98}O_4$
8,78	13,39	0,12	0,13	100,04	57	$(Fe_{0,37}Mn_{0,57}Mg_{0.01}Ca_{0,01})_{0,96}(W_{1,00}Si_{0,01})_{1,01}O_4$
5,68	8,24	—	—	99,93	78	$(Fe_{0,23}Mn_{0,78})_{1,01}W_{0,99}O_4$
16,75	6,30	—	—	98,66	27	$(Fe_{0,72}Mn_{0,27})_{0,99}W_{1,00}O_4$
15,19	7,58	Нет	Нет	99,61	32	$(Fe_{0,64}Mn_{0,32}Al_{0,02})_{0,98}(W_{0,98}Nb_{0,01}Si_{0,01})_{1,00}O_4$
15,45	7,53	—	—	99,14	32	$(Fe_{0,67}Mn_{0,32})_{0,99}W_{1,01}O_4$
15,17	8,47	Сл.	—	99,92	36	$(Fe_{0.64}Mn_{0,36})_{1,00}(W_{0,99}Nb_{0,01})_{1,00}O_4$
14,21	9,18	—	—	99,53	38	$(Fe_{0,60}Mn_{0,38})_{0,98}(W_{1,00}Nb_{0,01})_{1,01}O_4$
15,47	8,47	Нет	Нет	100,04	36	$(Fe_{0,65}Mn_{0,36})_{1,01}(W_{0,98}Nb_{0,02})_{1,00}O_4$
13,62	9,36	—	—	98,90	40	$(Fe_{0,58}Mn_{0.40})_{0,98}W_{1,00}O_4$
21,31	2,37	—	—	99,23	10	$(Fe_{0,89}Mn_{0,10})_{1,03}(W_{0,98}Si_{0,03})_{0,99}O_4$
21,12	2,94	Нет	0,48	99,26	12	$(Fe_{0,90}Mn_{0,12})_{1,02}W_{0,99}O_4$

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
64	1540	Шерловая Гора	75,84	0,60	0,038	0,01	0,24	0,22	—
65	695	Куналей	75,88	0,038	0,002	0,023	0,08	0,03	—
66	2921	„	76,01	0,19	0,005	Нет	0,80	0,25	—
67	2010/70	Барун-Шивея	75,93	0,060	0,002	0,032	0,20	Нет	—
68	2010/71	„	75,67	0,011	0,003	0,05	0,40	0,05	—
69	11к-70	Куранжа	75,12	0,048	0,007	0,04	0,08	0,09	—
70	б/н	„	74,91	0,042	0,003	0,034	0,32	0,04	—
71	2910-Д	Молодежное	74,22	0,25	0,016	Нет	0,56	0,35	—
72	23	Ангатуй	76,16	0,04	0,002	0,03	0,16	0,20	—
73	Б. о.	„	74,91	0,54	0,10	Нет	Нет	0,26	—
74	71	Дедова Гора	75,52	0,45	0,135	0,006	0,92	0,26	—
75	1254/56	Тутхалтуй	77,00	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	—
76	2903-Б	Шумиловка	75,68	0,068	0,005	„	0,48	0,18	—
77	б/н	Барун-Ундур	75,52	0,084	0,030	„	0,50	0,18	—
78	б/н	„	75,93	0,115	0,016	„	0,30	Нет	—
	V. Бом-Горхонское месторождение. Забайкалье								
79	137-Л	К. 1723, кварцевый прожилок	76,41	0,021	0,002	0,068	0,30	0,10	—
80	18-А	К. 467, штокверк СВ участка	76,85	0,205	0,014	0,083	0,10	0,09	—
81	201-А	Шт. 1, 154 м, жила № 9	77,12	0,008	0,002	0,008	0,08	0,05	—
82	217-Н	Шт. 1, 294 м, жила № 5	76,99	0,010	0,002	0,005	0,10	0,04	—
83	209-Е	Штр. 2/1; 9 м; прож. с околож. грейз.	76,41	0,015	0,002	0,012	0,12	0,09	—
84	2605/62	К. без №	75,60	0,064	Сл.	—	—	—	—
85	155-Я	Тр. 4. кварцевый прожилок	76,93	0,056	0,003	Нет	0,10	Нет	—
86	210-н/к	Шт. 1; 245 м; грейз. зона	75,57	Нет	Нет	0,014	0,02	0,06	—
87	252-К	К. 1944, жила № 14	75,78	0,013	0,002	0,004	0,42	0,08	—
88	640/63	К. 17, жила № 12	76,49	0,014	0,002	0,014	0,12	0,07	—
89	155-М	Тр. 4, грейзен. зона	77,30	0,032	0,002	0,018	0,02	0,06	—
90	128-В	К. 574, жила	76,85	0,039	0,002	Нет	0,14	Нет	—
91	209-И	Штр. 2/1; 10 м; прож. с околож. грейз.	77,00	0,034	0,002	—	0,10	„	—
92	155-Б	Тр. 4, кварц. линза, в грейзене	77,16	0,087	0,017	Нет	0,04	„	—
93	256-А	К. 47, жила № 15	76,40	0,082	0,004	0,005	0,02	0,03	—
94	214-А	Штр. 2/1; 432 м; прож. с околож. грейз.	76,00	0,033	0,003	Нет	0,02	Нет	—
95	125-Р	Ш. 12, жила № 1	76,89	0,014	0,002	„	0,12	„	—
96	221-М	Жила № 1, штр. 2/1, 556 м	76,36	0,015	0,002	0,009	0,14	0,07	—

11	12	13	14	15	16	17
20,30	3,30	0,01	0,20	100,76	14	$(Fe_{0,84}Mn_{0,14}Ca_{0,01})_{1,00}\,(W_{0,98}Nb_{0,01}Si_{0,01})_{1,00}O_4$
18,55	4,99	0,23	0,28	100,10	18	$(Fe_{0,79}Mn_{0,18}Mg_{0,02}Ca_{0,01})_{1,00}W_{0,99}O_4$
18,02	4,75	0,20	0,45	100,67	20	$(Fe_{0,74}Mn_{0,20}Mg_{0,01}Ca_{0,02}Al_{0,01})_{0,98}\,(W_{0,97}Si_{0,04})_{1,01}O_4$
17,89	5,97	Нет	0,06	100,14	26	$(Fe_{0,76}Mn_{0,26})_{1,02}\,(W_{0,98}Si_{0,01})_{0,99}O_4$
15,29	8,56	0,28	0,11	100,43	36	$(Fe_{0,64}Mn_{0,36}Mg_{0,02})_{1,02}\,(W_{0,97}Si_{0,02})_{0,99}O_4$
16,37	6,63	0,34	0,83	99,56	28	$(Fe_{0,69}Mn_{0,28}Mg_{0.02})_{0,99}W_{0,98}O_4$
16,01	6,98	0,20	1,25	99,78	29	$(Fe_{0,67}Mn_{0,29}Ca_{0,06})_{1,03}\,(W_{0,97}Si_{0,02})_{0,99}O_4$
14,59	10,15	0,23	0,27	100,64	42	$(Fe_{0,60}Mn_{0,42}Ca_{0,01}Mg_{0,01})_{1,04}(W_{0,95}Si_{0,03}Al_{0,01})_{0,99}O_4$
13,25	10,47	0,03	0,24	100,58	44	$(Fe_{0,55}Mn_{0,44}Ca_{0,01})_{1,00}(W_{0,98}Si_{0,01}Al_{0,01})_{1,00}O_4$
11,31	12,48	0,16	0,40	100,16	53	$(Fe_{0,47}Mn_{0,53}Mg_{0,01}Ca_{0,02})_{1,03}\,(W_{0,98}Nb_{0,01}Al_{0,01})_{1,00}O_4$
10,92	11,98	0,01	Нет	100,21	50	$(Fe_{0,45}Mn_{0,50}Al_{0,02})_{0,97}\,(W_{0,97}Nb_{0,01}Si_{0.02})_{1,00}O_4 + 0{,}009\ SiO_2$
7,18	16,00	Нет	„	100,18	68	$(Fe_{0,31}Mn_{0,68})_{,0,99}W_{1,00}O_4$
7,22	16,33	0,16	0,34	100,46	68	$(Fe_{0,30}Mn_{0,68}Ca_{0,02}Mg_{0,01})_{1,01}\,(W_{0,97}Si_{0,02}Al_{0,01})_{1,00}O_4$
3,22	20,67	0,12	0,36	100,67	86	$(Fe_{0,13}Mn_{0,86}Mg_{0,01}Ca_{0,02})_{1,02}\,(W_{0,97}Al_{0,01}Si_{0,02})_{1,00}O_4$
2,66	20,92	Нет	0,10	100,04	89	$(Fe_{0,11}Mn_{0,89})_{1,00}\,(W_{0,99}Si_{0,01})_{1,00}O_4$
5,52	17,57	0,19	0,27	100,45	74	$(Fe_{0,23}Mn_{0,74}Mg_{0,01}Ca_{0,01}Al_{0,01})_{1,00}\,(W_{0,98}Si_{0,02})_{1,00}O_4$
3,57	19,05	0,04	0,15	99,92	80	$(Fe_{0,19}Mn_{0,80})_{0,99}\,(W_{0,99}Si_{0,01})_{1,00}O_4$
1,35	20,90	0,12	0,69	100,33	89	$(Fe_{0,06}Mn_{0,89}Ca_{0,04}Mg_{0,01})_{1,00}W_{1,00}O_4 + 0{,}002\ SiO_2$
1,30	21,33	0,14	0,09	100,01	91	$(Fe_{0,05}Mn_{0,91}Mg_{0,01})_{0,97}W_{1,00}O_4 + 0{,}002\ SiO_2$
1,02	21,47	0,04	0,19	99,37	92	$(Fe_{0,04}Mn_{0,92}Ca_{0,01}Al_{0,01})_{0,98}W_{1,00}O_4 + 0{,}003\ SiO_2$
2,19	21,53	0.33	Нет	99,76	92	$(Fe_{0,09}Mn_{0,92}Mg_{0,02})_{1,03}W_{1,00}O_4$
1,61	21,81	Нет	„	100,51	93	$(Fe_{0,07}Mn_{0,93})_{1,00}W_{1,00}O_4 + 0{,}003\ SiO_2$
1,68	21,68	0,08	0,41	99,51	93	$(Fe_{0,07}Mn_{0,93}Mg_{0,01}Ca_{0,02})_{1,03}W_{1,00}O_4$
1,42	21,87	0,16	0,04	99,78	93	$(Fe_{0,06}Mn_{0,93}Mg_{0,01})_{1,00}\,(W_{0,98}Si_{0,02})_{1,00}O_4$
1,03	21,93	0,09	0,21	99,96	93	$(Fe_{0,04}Mn_{0,93}Mg_{0,01}Ca_{0,01}Al_{0,01})_{1,00}\,(W_{0,98}Si_{0,01})_{0,99}O_4$
1,10	21,96	0,01	Нет	100,50	93	$(Fe_{0,05}Mn_{0,93})_{0,98}W_{1,00}O_4$
1,12	22,08	Нет	„	100,23	94	$(Fe_{0,05}Mn_{0,94})_{0,99}W_{1,00}O_4 + 0{,}003\ SiO_2$
1,00	22,34	„	„	100,47	95	$(Fe_{0,04}Mn_{0,95})_{0,99}W_{1,00}O_4 + 0{,}002\ SiO_2$
1,03	22,34	„	„	100,68	94	$(Fe_{0,05}Mn_{0,94})_{0,99}W_{1,00}O_4$
0,58	22,50	0,11	0,03	99,75	96	$(Fe_{0,02}Mn_{0,96}Mg_{0,01})_{0,99}W_{1,00}O_4$
0,72	22,87	Нет	0,10	99,75	97	$(Fe_{0,03}Mn_{0,97}Ca_{0,01})_{1,01}W_{1,00}O_4$
1,80	20,04	0,66	0,48	100,01	83	$(Fe_{0,07}Mn_{0,83}Mg_{0,05}Ca_{0,02})_{0,97}\,(W_{0,97}Si_{0,01})_{0,98}O_4$
2,00	20,65	0,11	0,02	99,38	89	$(Fe_{0,08}Mn_{0,89}Mg_{0,01})_{0,98}W_{1,00}O_4 + 0{,}003\ SiO_2$

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
97	214-И	Жила № 1, штр. 2/1, 432 м	77,04	0,019	0,001	Нет	0,02	Нет	—
98	211-Б	Жила № 1, штр. 2/1, 465 м	77,20	0,016	0,002	0,012	0,08	0,05	—
99	135-А	Жила № 1, к. 1929	76,75	0,016	0,002	Нет	0,12	Нет	—
100	211-А	Жила № 1, штр. 2/1, 465 м	77,03	0,037	0,006	„	0,10	„	—
101	120-А	Жила № 1, к. 6	77,23	0,012	0,001	„	Нет	„	—
102	1815	Жила № 1, к. 1815	77,01	0,023	0,002	0,010	0,12	0,06	—
103	204-Я	Жила № 1, штр. 2/1, 5 м	76,90	0,048	0,01	Нет	—	Нет	—
104	155-А	Жила № 1, к. без №	77,01	0,026	0,002	„	0,04	„	—
	VI. Месторождение Спокойнинское. Забайкалье								
105	443	Жила № 16	75,79	0,50	0,08	—	—	—	Н. о.
106	849	Жила „Мать“	75,68	0,50	0,11	—	—	0,11	0,004
107	830	Жила „Дочь“	76,44	0,46	0,11	—	—	Нет	0,0030
108	9	Жила „Мать“	75,22	0,97	0,11	—	—	—	Н. о.
109	830	Жила „Дочь“	75,22	0,46	0,11	—	—	—	—
110	1013	Кварц-полев. тело	74,30	0,96	0,47	—	—	—	0,004
111	806-В	Жила № 5	74,21	1,09	0,47	—	—	0,11	0,0021
112	3	Карьер, грейзен	75,55	0,91	0,36	—	—	—	0,0036
113	601	Карьер, жила	74,90	0,75	0,40	—	—	—	0,003
114	8	Жила № 5	75,91	0,74	0,56	—	—	Нет	0,0033
115	412	Кварц-полев. тело	75,00	0,80	0,40	—	—	—	Н. о.
116	2	Скв. 175, глуб. 320 м	74,57	0,58	0,14	—	0,75	0,60	0,004
117	772	Карьер, жила	74,80	0,58	0,34	—	—	—	0,004
118	428	Жила № 1	76,10	—	—	—	—	—	0,0014
119	780	Карьер, жила	75,00	0,63	0,38	—	—	—	0,004
120	1А	Зап. массив	75,38	0,65	1,08	—	—	0,40	—
	VII. Месторождение Полярное. Якутская АССР								
121	52-71	Жила № 18, кан. 193	75,42	0,25	0,016	0,040	0,28	0,01	—
122	45-71	Жила № 18, шт. № 1	75,73	0,16	0,005	0,023	0,41	0,13	—
123	31-71	Жила № 9, кан. 215	75,53	1,06	0,42	0,012	0,24	0,16	—
124	44-71	Жила № 18, кан. 130	75,18	0,55	0,12	0,012	0,30	0,21	—
125	42-71	Жила № 13, кан. 95	75,27	0,27	0,018	0,017	1,04	0,11	—
126	56-71	Жила № 3, кан. 38	75,06	0,32	0,042	0,030	0,80	0,03	—
127	62-71	Жила № 13, кан. 103	74,94	0,25	0,029	0,019	0,60	0,14	—
	VIII. Месторождения Приморья								
128	334	Чимчигуза	76,70	0,035	0,002	0,021	0,34	0,13	—
129	18-А/2	„	75,37	0,17	0,012	0,016	0,48	Нет	—
130	32-А/2	„	75,88	0,084	0,015	0,012	0,76	0,01	—

11	12	13	14	15	16	17
2,26	20,92	Нет	Нет	100,26	89	$(Fe_{0,09}Mn_{0,89})_{0,98}W_{1,00}O_4$
2,20	20,77	0,06	0,07	100,46	88	$(Fe_{0,09}Mn_{0,88})_{0,97}W_{1,00}O_4$
2,16	21,01	0,13	0,24	100,43	89	$(Fe_{0,09}Mn_{0,89}Mg_{0,01}Ca_{0,01})_{1,00}(W_{0,99}Si_{0,01})_{1,00}O_4$
2,05	21,37	Нет	Нет	100,60	91	$(Fe_{0,09}Mn_{0,91})_{1,00}W_{1,00}O_4 + 0{,}005\ SiO_2$
1,69	21,72	„	„	100,65	92	$(Fe_{0,07}Mn_{0,92})_{0,99}W_{1,00}O_4$
1,15	21,91	0,04	0,10	100,42	93	$(Fe_{0,05}Mn_{0,93})_{0,98}W_{1,00}O_4 + 0{,}003\ SiO_2$
1,55	21,72	Нет	Нет	100,22	93	$(Fe_{0,06}Mn_{0,93})_{0,99}W_{1,00}O_4$
1,21	22,34	„	„	100,63	95	$(Fe_{0,05}Mn_{0,95})_{1,00}W_{1,00}O_4$
14,99	8,75	—	—	100,11	37	$(Fe_{0,63}Mn_{0,37})_{1,00}(W_{0,99}Nb_{0,01})_{1,00}O_4$
11,89	11,84	0,20	0,34	100,67	50	$(Fe_{0,50}Mn_{0,50}Mg_{0,01}Ca_{0,02})_{1,03}(W_{0,98}Nb_{0,01})_{0,99}O_4$
11,67	12,20	Нет	—	100,88	51	$(Fe_{0,49}Mn_{0,51})_{1,00}(W_{0,99}Nb_{0,01})_{1,00}O_4$
10,94	12,20	—	—	100,44	52	$(Fe_{0,46}Mn_{0,52})_{0,98}(W_{0,98}Nb_{0,01})_{0,99}O_4$
11,96	12,41	—	—	100,16	52	$(Fe_{0,50}Mn_{0,52})_{1,02}(W_{0,98}Nb_{0,01})_{0,99}O_4$
9,78	14,10	—	—	99,61	60	$(Fe_{0,40}Mn_{0,60})_{1,00}(W_{0,97}Nb_{0,01})_{0,98}O_4$
8,90	14,78	0,08	0,34	99,98	63	$(Fe_{0,37}Mn_{0,63}Mg_{0,01}Ca_{0,02})_{1,03}(W_{0,96}Nb_{0,02})_{0,98}O_4$
5,86	17,65	—	—	100,33	75	$(Fe_{0,25}Mn_{0,75})_{1,00}(W_{0,98}Nb_{0,01})_{0,99}O_4$
5,92	17,15	—	—	99,47	75	$(Fe_{0,25}Mn_{0,75})_{1,00}(W_{0,98}Nb_{0,01})_{0,99}O_4$
4,96	18,94	Нет	—	101,11	80	$(Fe_{0,21}Mn_{0,80})_{1,01}(W_{0,98}Nb_{0,01})_{0,99}O_4$
4,48	19,09	—	—	99,77	81	$(Fe_{0,19}Mn_{0,81})_{1,00}(W_{0,98}Nb_{0,01})_{0,99}O_4$
3,84	19,80	0,12	Нет	100,40	82	$(Fe_{0,16}Mn_{0,82}Mg_{0,01})_{0,99}(W_{0,92}Si_{0,04}Al_{0,02}Nb_{0,01})_{0,99}O_4$
3,60	19,80	—	—	99,12	85	$(Fe_{0,15}Mn_{0,85})_{1,00}(W_{0,98}Nb_{0,01})_{0,99}O_4$
3,37	20,73	—	—	100,20	86	$(Fe_{0,14}Mn_{0,86})_{1,00}W_{0,98}O_4$
2,33	21,30	—	—	99,64	91	$(Fe_{0,09}Mn_{0,91})_{1,00}(W_{0,98}Nb_{0,01})_{0,99}O_4$
1,31	21,88	Сл.	—	100,70	92	$(Fe_{0,05}Mn_{0,92}Al_{0,01})_{0,98}(W_{0,97}Nb_{0,01}Ta_{0,01})_{0,99}O_4$
17,16	6,44	0,04	0,14	99,80	27	$(Fe_{0,72}Mn_{0,27}Ca_{0,01})_{1,00}(W_{0,98}Si_{0,01}Nb_{0,01})_{1,00}O_4$
16,73	6,77	0,01	Нет	99,96	29	$(Fe_{0,70}Mn_{0,29}Al_{0,01})_{1,00}(W_{0,98}Si_{0,02})_{1,00}O_4$
9,66	14,75	Нет	0,06	99,89	62	$(Fe_{0,40}Mn_{0,62})_{1,02}(W_{0,95}Nb_{0,02}Al_{0,01}Si_{0,01})_{0,99}O_4$
7,71	15,70	0,11	Нет	99,89	66	$(Fe_{0,32}Mn_{0,66}Mg_{0,01}Al_{0,01})_{1,00}(W_{0,97}Nb_{0,01}Si_{0,02})_{1,00}O_4$
7,15	16,19	Нет	„	100,07	68	$(Fe_{0,30}Mn_{0,68}Al_{0,01})_{0,99}(W_{0,96}Si_{0,05})_{1,01}O_4$
7,28	16,38	0,04	„	99,98	69	$(Fe_{0,30}Mn_{0,69})_{1,00}(W_{0,96}Si_{0,04})_{1,00}O_4$
6,71	16,66	0,20	0,14	99,69	70	$(Fe_{0,28}Mn_{0,70}Mg_{0,01}Al_{0,01})_{1,00}(W_{0,97}Si_{0,03})_{1,00}O_4$
19,90	2,62	0,06	0,11	99,92	11	$(Fe_{0,84}Mn_{0,11}Al_{0,01}Ca_{0,01})_{0,97}W_{1,00}O_4 + 0{,}34\%\ SiO_2$
19,31	3,59	0,44	0,11	99,50	15	$(Fe_{0,81}Mn_{0,15}Ca_{0,01}Mg_{0,03})_{1,00}(W_{0,98}Si_{0,02})_{1,00}O_4$
19,04	4,30	0,04	0,17	100,31	18	$(Fe_{0,80}Mn_{0,18}Ca_{0,01})_{0,99}(W_{0,97}Si_{0,03})_{1,00}O_4$

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
131	25-Ж/г	Чимчигуза	76,40	0,090	0,004	0,012	0.32	Сл.	—
132	П-Б/г/69	„	74,44	0,18	0,005	0,016	0,56	0,01	—
133	39-А/в	Вершинное	76,80	0,060	0,002	0,044	0,12	Нет	—
134	41-А/в	„	75,98	0,076	0,004	0,060	0,20	0,02	—
135	40-А/в	„	76,59	0,055	0,002	0,036	0,16	0,02	—
136	9	Начальное	77,27	0,013	0,002	0,014	0,10	0,11	—
137	23-Г/р-69	Рудное, Забытый Ключ	76,49	0,23	0,006	0,016	0,08	Сл.	0,0085
138	35-В/р-69	То же	76,85	0,28	0,006	0 016	0,20	„	0,0095
139	21-Е/р-69	„	77,06	0,022	0,002	0,01	0,12	Нет	—
140	106/р-72	Рудное, уч. Центральный	77,00	0,048	<0,002	0,04	0,20	<0,10	—
141	112/р-72	То же	77,42	0,040	<0,002	0,08	0,20	<0,10	—
142	144/р-72	„	76,62	0,046	<0,002	0,10	0,20	<0,10	—
143	161/р-72	„	76,99	0,036	<0,002	0,04	0,24	<0,10	—
144	170/р-72	„	75,87	0,048	<0,002	0,07	0,32	—	—
145	68-К/р	Рудное, уч. Каменистый	77,00	0,023	0,002	0,01	0,16	Нет	0,0034
146	64-В/х-69	Рудное, уч. Холодный	76,80	0,018	0,002	0,012	0,16	„	0,0046
147	60-Д/ю-69	Юбилейное	76,14	0,005	0,002	Нет	0,28	0,01	—
148	63-А/ю	„	76,44	0,010	0,002	0,012	0,24	Сл.	—
149	61-А/ю	„	76,55	0,016	0,002	Нет	0,32	„	—
150	3-А/ю-69	„	76,64	<0,002	<0,002	0,10	0,40	<0,10	—
151	2-А/ю-69	„	77,00	0,015	0,015	0,01	0,04	Сл.	—
152	252/Т	Тигриное. Роговик	76,28	0,22	0,002	0,08	Сл.	0,06	0,07
153	201-Т	То же	74,66	0,29	0,003	0,12	0,04	0,05	0,07
154	306-Т	Тигриное. Гранит-порфир	74,76	0,45	0,015	0,04	Нет	0,15	0,19
155	1-А/у	Усть-Микулинское	75,52	0,057	0,002	0,04	Нет	0,01	—
156	8-А/т	Троицкое	74,30	0,10	0,019	0,008	0,12	0,21	—
157	346/ч	Чапаевское	73,84	0,74	0,034	0,03	0,20	0,06	—
158	39-3/з-68	Забытое	75,26	0,97	0,005	0,084	0,04	0,02	—
159	18-Б/з	„	74,91	0,61	0,019	0,044	0,16	0,009	—
160	2-Л/з-70	„	76,40	0,048	0,003	0,16	0,24	<0,10	—
161	13-А/з-70	„	77,10	0,052	0,004	0,18	0,20	<0,10	—
162	22-В/з-70	„	76,26	0,055	0,003	0,16	0,12	<0,10	—

Примечания: 1. В отдельных образцах вольфрамитов установлены (в вес. %): 151, 154, 158), 0,03 (ан. 148), 0,015 (ан. 131), 0,01 (ан. 4—9, 12—13, 36—38, 42, 45—47, 68, 121), 0,004 (ан. 122), 0,002 (ан. 32, 124—125), 0,001 (ан. 30, 51, 126—127), 0,0001 (ан. 123);

2. Аналитики, год и номера анализов: Холчева — 1939 (ан. 16, 51); Т. А. Яковлев пова — 1956 (ан. 17—18), 1957 (ан. 21); Т. П. Киселева — 1958 (ан. 44, 49); Т. Н. Краса (ан. 19, 25—26, 39, 59, 105, 112—113, 118—119); В. Ф. Филонова — 1968 (ан. 53, 81—150, 160—162); А. Я. Иванова — 1968 (ан. 53, 79—83, 85—104); Н. Н. Бушуева — 1971

11	12	13	14	15	16	17
19,13	4,46	Нет	0,11	100,52	19	$(Fe_{0,80}Mn_{0,19})_{0,99}(W_{0,99}Si_{0,01})_{1,00}O_4$
19,13	4,72	„	0,56	99,62	19	$(Fe_{0,80}Mn_{0,19}Ca_{0,02})_{1,01}(W_{0,97}Si_{0,03})_{1,00}O_4$
19,13	3,30	0,45	0,11	100,01	14	$(Fe_{0,80}Mn_{0,14}Ca_{0,01}Mg_{0,03})_{0,98}W_{1,00}O_4$
19,53	3,83	0,14	0,06	99,90	16	$(Fe_{0,82}Mn_{0,16}Mg_{0,01})_{0,99}(W_{0,99}Si_{0,01})_{1,00}O_4$
18,38	5,22	Нет	0,06	100,52	22	$(Fe_{0,77}Mn_{0,22})_{0,99}(W_{0,99}Si_{0,01})_{1.00}O_4$
18,05	3,76	0,07	0,03	99,41	16	$(Fe_{0,77}Mn_{0,16}Al_{0,01})_{0.94}W_{1,02}O_4$
17,45	3,80	1,00	0,50	99,58	16	$(Fe_{0,73}Mn_{0,16}Ca_{0,03}Mg_{0,07})_{0,99}W_{0,99})O_4$
17,54	4,73	0,31	0,69	100,62	20	$(Fe_{0,73}Mn_{0,20}Ca_{0,04}Mg_{0,02})_{0,99}(W_{0,99}Si_{0,01})_{1,00}O_4$
17,27	4,69	Нет	1,36	100,53	20	$(Fe_{0,72}Mn_{0,20}Ca_{0,07})_{0,99}W_{1,00}O_4$
16,83	5,40	0,35	0,44	100,33	23	$(Fe_{0,70}Mn_{0,23}Ca_{0,02}Mg_{0,03}Al_{0,01})_{0,99}(W_{1,00}Si_{0,01})_{1,01}O_4$
16,88	5,66	Нет	0,24	100,54	24	$(Fe_{0,70}Mn_{0,24}Ca_{0,01})_{0.95}(W_{1.00}Ti_{0,01}Si_{0,01})_{1,02}O_4$
17,12	5,66	<0,10	0,48	100,25	24	$(Fe_{0,71}Mn_{0,24}Ca_{0,03}Mg_{0,01}Al_{0,01})_{1,00}(W_{0,99}Si_{0,01})_{1,00}O_4$
17,21	5,66	Нет	0,24	100,44	24	$(Fe_{0,72}Mn_{0,24}Ca_{0,01}Al_{0,01})_{0,98}(W_{1,00}Si_{0,01})_{1,01}O_4$
17,70	5,66	0,20	0,44	100,33	24	$(Fe_{0,74}Mn_{0,24}Ca_{0,02}Mg_{0,02})_{1,02}(W_{0,98}Si_{0,02})_{1,00}O_4$
17,00	5,61	0,13	0,67	100,59	24	$(Fe_{0,71}Mn_{0,24}Ca_{0,04}Mg_{0,01})_{1,00}(W_{0,99}Si_{0,01})_{1,00}O_4$
17,09	5,79	0,03	0,33	100,23	25	$(Fe_{0,72}Mn_{0,25}Ca_{0,02})_{0,99}W_{1,00}O_4$
18,07	5,42	0,29	0,39	100,61	22	$(Fe_{0,75}Mn_{0,22}Ca_{0,02}Mg_{0,02})_{1,01}(W_{0,98}Si_{0,01})_{0,99}O_4$
18,07	5,19	0,25	0,17	100,38	22	$(Fe_{0,76}Mn_{0,22}Ca_{0,01}Mg_{0,02})_{1,01}(W_{0,99}Si_{0,01})_{1,00}O_4$
17,00	6,23	0,18	0,22	100,52	26	$(Fe_{0,71}Mn_{0,26}Ca_{0,01}Mg_{0,03})_{1,01}(W_{0,99}Si_{0,01})_{1,00}O_4$
16,47	6,70	0,20	<0,10	100,55	28	$(Fe_{0,68}Mn_{0,28}Ca_{0,01}Mg_{0,01}Al_{0,01})_{0,99}(W_{0,99}Si_{0,02})_{1,01}O_4$
16,12	6,86	0,21	0,06	100,32	29	$(Fe_{0,68}Mn_{0,29}Mg_{0,02})_{0,99}W_{1,00}O_4$
18,67	5,44	0,11	0,28	101,15	23	$(Fe_{0,78}Mn_{0,23}Ca_{0,01})_{1.02}W_{0,99}O_4$
17,09	7,04	0,17	0,06	99,52	30	$(Fe_{0,72}Mn_{0,30}Mg_{0,01})_{1,03}W_{0,98}O_4$
6,85	17,70	0,37	Нет	100,38	74	$(Fe_{0,28}Mn_{0,74}Mg_{0,02})_{1.04}(W_{0,96}Nb_{0,01}Al_{0,01})_{0,98}O_4$
15,86	7,52	0,16	Нет	99,18	32	$(Fe_{0,69}Mn_{0,32}Mg_{0,01})_{1,02}W_{0,99}O_4$
15,14	7,96	0,30	1,39	99,55	34	$(Fe_{0,63}Mn_{0,34}Ca_{0.07}Mg_{0,02})_{1.06}(W_{0,97}Al_{0,01})_{0,98}O_4$
15,29	8,80	0,26	0,17	99,49	37	$(Fe_{0,64}Mn_{0,37}Mg_{0,02})_{1.03}(W_{0,96}Nb_{0,02}Si_{0,01})_{0,99}O_4$
12,84	9,03	1,06	0,11	99,41	38	$(Fe_{0,54}Mn_{0,38}Mg_{0,08})_{1,00}(W_{0,98}Nb_{0,02})_{1,00}O_4$
13,70	10,12	Нет	Нет	99,58	43	$(Fe_{0,57}Mn_{0,43})_{1;00}(W_{0,98}Nb_{0,01}Si_{0.01})_{1,00}O_4$
12,94	10,18	0,23	<0,10	100,21	43	$(Fe_{0,54}Mn_{0,43}Ca_{0,01}Mg_{0,02})_{1,00}(W_{0,99}Si_{0,01}Ti_{0,01})_{1,01}O_4$
12,38	10,28	0,17	<0,10	100,42	44	$(Fe_{0,52}Mn_{0,44}Ca_{0,01}Mg_{0,01}Al_{0,01})_{0,99}(W_{1,00}Si_{0,01}Ti_{0,01})_{1,02}O_4$
13,05	10,52	0,21	<0,10	100,40	44	$(Fe_{0,54}Mn_{0,44}Ca_{0.01}Mg_{0,12})_{1,01}(W_{0,98}Si_{0,01}Ti_{0,01})_{1,00}O_4$

Fe_2O_3 — 1,75 (ан. 15), 0,82 (ан. 17); TR — 0,07 (ан. 157), 0,06 (ан. 139, 149), 0,04 (ан. 147, 78, 80, 85, 90—92, 94, 101, 104, 130, 133—135, 138, 152, 155—156, 159); MoO_3 — 0,01 (ан. 16, Sc — от 0,001 до 0,0002 (ан. 79—104).

ская — 1952 (ан. 27—34, 50, 52, 54); П. Н. Ниссенбаум — 1957 (ан. 15, 21—24); Г. А. Аравина — 1960 (ан. 55); Н. И. Алексеева — 1960 (ан. 35, 40—41); Б. И. Шляфер — 1963 83, 85—104), 1974 (ан. 4—9, 12—13, 36—38, 42, 45—47, 56—57, 61—64, 72, 74, 140—144, (ан. 68—69, 153, 156—157, 159); И. П. Вычужанина — 1973 (ан. 56, 64, 72—74).

(с. 1115). Однако здесь же сообщается, что зоны грейзенизации на этом месторождении достигают 20 см мощности, и в этих зонах содержание окислов в грейзенизированном лампрофире (например, возле жилы № 4-7, табл. 3, стр. 1114) падает для Fe_2O_3 с 9,28 до 2,60, FeO — с 1,20 до 0,75, CaO — с 2,60 до 1,70%. Куда же деваются эти огромные количества железа и кальция, высвобождающиеся в процессе околожильной грейзенизации боковых пород? Ведь рудных минералов до вольфрамита в этом процессе не образуется.

4. Г. Ф. Иванова и И. Е. Максимюк делают правильный вывод о том, что состав вольфрамитов в целом не зависит от температуры их образования. Однако вывод этот совсем не вытекает из приведенных ими «с количественных позиций» данных.

Исследовав «температуры гомогенизации» и «температуры декрепитаций» кварца и вольфрамита из ряда монгольских месторождений, авторы пришли к заключению о том, что «внутри рассмотренных месторождений формирование вольфрамовой минерализации различного состава происходило в одинаковых температурных условиях» (с. 1117). Но из приведенной в цитируемой работе табл. 4, где сведены результаты «термометрических исследований», можно утверждать лишь о температурах «гомогенизации» и «декрипитации» кварца и вольфрамита, а не о температурах их образования.

В самом деле, в указанной таблице для кварца и вольфрамита, как правило, даны или температура гомогенизации, или температура декрипитации, в двух случаях — то и другое. И именно здесь видно их поразительное несовпадение. Так, в обр. Их-214 температура гомогенизации вольфрамита колеблется от 245 до 318° С, а температура декрипитации того же гюбнерита равна 260° С. При какой же температуре кристаллизовался гюбнерит в случае данного образца?

Табл. 4 наводит и на другие вопросы. Если температуры декрипитации принять за температуры кристаллизации соответствующих минералов, то, по данным этой таблицы, на месторождении Бога-Газрын порядок их выделения будет: кварц (370) — ферберит (320) — ферберит (360) — вольфрамит (350). На месторождении Тумэн-Цогто: вольфрамит (310) — гюбнерит (280). На месторождении Их-Хайрхан: гюбнерит (280) — гюбнерит (260). Но из этих данных нельзя сделать желаемых выводов о том, что: а) «формирование вольфрамовой минерализации различного состава происходит в одинаковых температурных условиях» (с. 1117) и что б) имеет место «независимость состава Fe—Mn-вольфрамитов от температуры их образования» (с. 1118).

Более того, утверждать, что вольфрамит и жильный кварц кристаллизуются при одной и той же температуре, т. е. одновременно, и не приводить при этом никаких новых минералогических доказательств — это значит не интересоваться тем, что уже сделано и не считаться с тем, что уже установлено многолетними детальными исследованиями минералогии крупнейших вольфрамитовых месторождений СССР, и, таким образом, минералогическим фактам противопоставлять слова. Отклонения от известной последовательности кристаллизации в кварц-вольфрамитовых жилах надо доказывать, а не наоборот.

К настоящему времени (1974) в нашем распоряжении имеется значительное количество доброкачественных анализов вольфрамитов. По трем важнейшим вольфрамоворудным районам СССР накоплено 162 анализа (табл. 132). Почти все они выполнены на собранном нашими экспедициями материале, тщательно отобранном и неоднократно проверенном.

Таблица 133

Содержание Ta, Nb, Sc в вольфрамитах, вес. %

Месторождения			Число определений на Ta_2O_5+ +Nb_2O_5(Sc_2O_3)	Ta_2O_5		Nb_2O_5		Sc_2O_3	
				колебания	среднее	колебания	среднее	колебания	среднее
Кварцево-грейзеновые (жильные) вольфрамитовые		Антонова Гора	14 (6)	0,021—0,075	0,042	0,29—0,67	0,44	Не обн.—0,0037	0,0017
		Тоготуй	6 (2)	0,020—0,055	0,041	0,68—1,06	0,87	0,011—0,22	0,016
Кварцевожильные (малосульфидные)	вольфрамито-касситеритовые	Малый Ангатуй	13 (3)	0,003—0,039	0,022	0,036—0,67	0,247	0,001—0,0025	0,0016
	вольфрамитовые	Тутхалтуй	4 (2)	0,004—0,016	0,01	0,12—0,30	0,21	0,004—0,009	0,007

Таблица 134

Содержание Ta и Nb в вольфрамитах и касситеритах

Тип месторождений	Месторождение	Вольфрамиты				Касситериты			
		Количество определений	Ta_2O_5	Nb_2O_5	Отношение Nb:Ta	Количество определений	Ta_2O_5	Nb_2O_5	Отношение Nb:Ta
Грейзеновый Гидротермальный (кварцевожильный малосульфидный)	Дедова Гора	7	0,23	0,50	2,2	1	0,05	0,5	1
	Шерловая Гора	5	0,021	0,29	14	3	0,003	0,03	10

Примечание: анализы сделаны в Центральной лаборатории прикладной геохимии (Геолого-геохимический трест), аналитики Н. Н. Павлова, Л. И. Кашина, Т. К. Душина.

Рассмотрение данных табл. 132 позволяют сделать следующие выводы.

Таблица 135

Температура декрипитации вольфрамитов (по Г. Ф. Ивановой, 1972) и содержание в них Ta, Nb и Sc (по И. И. Четырбоцкой, 1972)

Генетический тип месторождения	Группа формаций	Рудная формация	Месторождение	Темпер. начала декрипитации вольфрамитов, °С	Содержание, %		
					Ta_2O_5	Nb_2O_5	Sc_2O_3
Грейзеновый	Кварцево-грейзеновая	Вольфрамитовая	Антонова Гора .	270	0,042	0,44	0,019
		Вольфрамит-касситеритовая	Дедова Гора . .	260	0,23	0,50	Не обн.
Гидротермальный	Кварцево-сульфидная	Вольфрамит-сульфидная	Белуха	150	0,003	0,058	0,0006
			Букука	300	0,004	0,09	0,0004

1. Химический состав вольфрамитов на всех изученных месторождениях колеблется в широких пределах. Колебания эти имеют место также в пределах регионов, рудных узлов и отдельных рудных тел.

2. Они охватывают и широко меняющиеся соотношения между ферберитовой и гюбнеритовой составляющими вольфрамитов и изоморфные примеси элементов, замещающих Fe, Mn и W.

3. Соотношения между ферберитовой и гюбнеритовой составляющими и присутствие в вольфрамитах примесей CaO, MgO, Al_2O_3, TiO_2, SiO_2 определяются химизмом среды, в которой происходит кристаллизация вольфрамита, т. е. прежде всего составом боковых пород. Наличие в вольфрамитах изоморфных примесей Nb_2O_5 и Ta_2O_5 при существующем уровне знаний, по-видимому, в какой-то степени характеризует специфику источника, генерирующего гидротермальные вольфрамоносные растворы. Источники редких земель и скандия в вольфрамитах пока остаются неизвестными. Данные, опубликованные И. И. Четырбоцкой (1972), по содержанию тантала, ниобия, скандия в вольфрамитах и касситеритах месторождений Забайкалья (табл. 133, 134), близки к нашим. Данные по температурам декрипитации вольфрамитов (табл. 135) вызывают сомнение и требуют проверки.

4. После образования первичной генерации вольфрамита этот минерал, как и любой другой, может быть растворен, перенесен и переотложен. При этом может иметь место некоторое изменение первоначального состава его. Перекристаллизованные (переотложенные) вольфрамиты довольно легко отличаются от первичных генераций при помощи обычных минералогических критериев.

5. Расчет формул вольфрамитов и установленная ранее зависимость удельного веса вольфрамита от соотношения железа и марганца и от наличия в нем изоморфной примеси ниобия, а также учет геохимических особенностей вольфрама позволяют предложить следующий вид химической формулы для вольфрамита

$$^{I}(Fe^{2+}, Mn, Mg, Fe^{3+}, Ca, TR, Al, Sc)\ [W, Nb, Ta, Si)O_4].$$

Поэтому все указанные в этой формуле компоненты следует в вольфрамитах определять и при расчете формулы учитывать возможность проявления указанного изоморфизма.

ГЛАВА V

ЖИЛЬНОЕ ТРЕЩИНООБРАЗОВАНИЕ И ЕГО РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ГРЕЙЗЕНОВ И ЖИЛ

Как уже отмечалось, вольфрамитовые месторождения Забайкалья поражают исследователей повсеместно четко выраженной общностью минерального состава рудных жил и сопровождающих их околожильных грейзенов. Рудные жилы Забайкалья, залегающие, например, в гранодиоритах, по сути дела повторяют минеральный состав грейзеновых зон (табл. 136). До сих пор это явление или не замечалось (Иванова, 1972, 1973), или объяснялось привносом специализированными гидротермальными растворами одних и тех же веществ и в жилы, и в грейзеновые зоны.

Таблица 136

Минеральный состав рудных жил и околожильных грейзенов

Вмещающая порода (гранодиорит)	Околожильный грейзен	Рудные жилы
Плагиоклаз № 38—40 до 60%	Серицит Жильбертит Флюорит Шеелит Кальцит Альбит	Жильбертит Серицит Флюорит Шеелит Кальцит Альбит
Кварц до 20%	Кварц	Кварц
Микроклин Биотит до 5%	Микроклин Li-жильбертит Пирит Касситерит Вольфрамит Рутил Хлорит	Микроклин Li-жильбертит Пирит Касситерит Вольфрамит Рутил? Хлорит?
Амфибол до 3%	Li-жильбертит Апатит Анкерит	Жильбертит Апатит Анкерит

Последнее объяснение имеет большую историю. Выше отмечалось, что еще Эли де Бомон в 40-е годы прошлого века считал, что минералы рудных жил выделяются из растворов, порождаемых магмой. Поэтому жильное минералообразование, с точки зрения Эли де Бомона, представляет собой всего лишь конкреционный процесс выпадения веществ, вынесенных растворами из магмы. В конкреционных жилах,

указывал В. И. Вернадский (1923), «минералы привнесены в жилу извне» (с. 123).

Мнение Эли де Бомона нашло себе применение в многочисленных работах и наших, и зарубежных авторов. А. Е. Ферсман (1940), например, считал, что «весь флюорит грейзенов (на Букуке и Белухе. — *В. Б.*) внесен в них позднее», хотя здесь же добавлял, что «прямых доказательств этому нет». А. Д. Каленов (1963), изучая вольфрамитовые месторождения Монголии, пришел к заключению, что характернейшие для данного типа рудных жил «мусковитовые оторочки являются частью жильного выполнения и по геологическому положению вероятнее всего не являются результатом метасоматического воздействия растворов на боковые породы» (с. 222). По мнению А. П. Ермиловой (1962), вольфрамит-кварцевые жилы Караобы (Центральный Казахстан) «представляют собой типичные жилы выполнения» (с. 14) и т. д. Все это говорит о том, что конкреционный способ образования редкометальных жил грейзенового типа и сейчас, через почти сто тридцать лет после Эли де Бомона, некоторыми исследователями принимается еще в качестве главного, ведущего, определяющего способа жильного минералообразования.

Минералогическое изучение многочисленных рудных жил Забайкалья показывает, что первичные генерации почти всех главнейших жильных минералов и в том числе рудных — вольфрамита, шеелита, пирита, касситерита и некоторых других — образуются за счет и, что особенно важно, на месте породообразующих минералов гранитоидов и других пород, вмещающих рудные жилы. Это доказывается наличием огромного количества псевдоморфоз соответствующих минералов по исходным породообразующим минералам. Псевдоморфозы эти можно наблюдать при внимательном микроскопическом изучении любого из околожильных грейзенов.

Так, на месте зерен андезина гранодиоритов и кварцевых диоритов обычно развивается ассоциация: серицит+флюорит+альбит или серицит+кальцит+альбит, реже серицит+шеелит+альбит, или еще реже серицит+апатит+альбит. Кристаллы биотита гранитоидов при грейзенизации замещаются ассоциациями: Li-жильбертит+пирит, или Li-жильбертит+вольфрамит, или диабантит+пирит, или хлорит+лейкоксен+пирит. На месте зерен амфибола в этих же породах образуются биотит, или жильбертит+апатит+пирит, или бруновигит+карбонат (анкерит) и другие минералы.

Замещение микроклина слюдой, как мы видели, наблюдается чрезвычайно редко. Обычно в процессе грейзенизации породообразующий калиевый полевой шпат растворяется в зонах околожильных изменений и переоткладывается, замещая кварц, в трещинках, прожилках, ослабленных зонах, в микро- и макродрузовых полостях, в зальбандах кварцевых жил. И лишь в местах, где проявилось интенсивное воздействие на боковые породы гидротермальных растворов с высокой активностью фтора (Шерловая Гора, Тоготуй, Шумиловка), лишь в этих местах имело место замещение микроклина топазом и слюдой.

Но если все или большинство первичных генераций минералов, встречающихся в редкометальных месторождениях грейзенового типа, образуются путем взаимодействия грейзенизирующих растворов с породообразующими минералами в зонах околожильных изменений, то, естественно, возникает вопрос: как же эти минералы попадают оттуда в жилу? Каков механизм выноса минералов или равноценных им соединений из зон околожильной грейзенизации в жильные трещины?

Прежде чем ответить на этот вопрос, необходимо вспомнить неко-

торые особенности структуры грейзенов. Одной из таких особенностей, хорошо известной всем специалистам, является их неравнозернистость. Ее можно наблюдать и макроскопически, но она особенно хорошо видна в шлифах. Почти любой шлиф грейзена, состоящий из слюды, кварца и флюорита, представляет собой, как правило, чередование участков, сложенных мелкозернистым агрегатом этих минералов и их крупнозернистыми обособлениями. В последних чешуйки слюды, зерна флюорита и кварца имеют размеры, во много раз превышающие размеры зерен тех же минералов в соседних мелкозернистых участках.

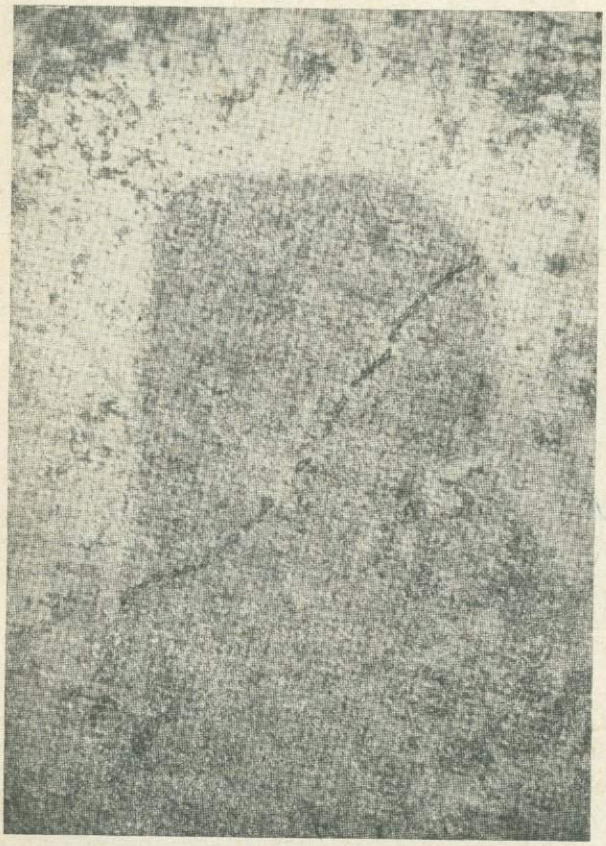


Рис. 139. Прерывистая локальная трещина, секущая псевдоморфозу серицита (серое) и флюорита (темно-серое) по плагиоклазу и выполненная флюоритом. Шлиф, без анализатора.

Изучение такой неравномернозернистости показывает, что она обязана процессам собирательной перекристаллизации и связанному с ней переотложению минералов, которые, накладываясь на метасоматически измененные грейзенизированные породы, завершают их глубокое преобразование. Процессы перекристаллизации идут, как известно, в среде, богатой свободной энергией. Носителями последней при процессах постмагматического минералообразования являются гидротермальные растворы. Процесс перекристаллизации, таким образом, по сути дела сводится к повышению внутреннего энергетического уровня конденсированных систем при одновременном понижении их свободной поверхностной энергии. Причины перекристаллизации и переотложения минералов обстоятельно изложены Д. С. Коржинским (1955), Д. П. Григорьевым (1956) и др.

Укрупнение зерен новообразованных минералов при перекристаллизации околожильных грейзенов приводит в конечном счете к обособлению (сегрегации) и одновременному очищению минеральных фаз, вплоть до возникновения мономинеральных участков, сложенных или одной крупночешуйчатой слюдой («мусковитом»), или флюоритом, или топазом, или кварцем, или другими минералами. Такие мономинеральные участки грейзенов в литературе ошибочно выделяются в качестве самостоятельных грейзеновых «фаций» (слюдяной грейзен, полевошпатовый грейзен, кварцевый грейзен и др.) (Григорьев, 1953; Наковник, 1954; Беус, 1960; Дмитриевский, 1956, 1959; Каленов, 1962; Ермилова, 1964). Процессы перекристаллизации грейзенизированных пород, как показывает изучение шлифов, идут в условиях микрогетерогенных. Они характеризуются наличием таких равновесных состояний, которые часто нарушаются в связи с возникновением в агрегате зерен локальных трещин, пор, каверн, интерстиций. Это подвижное равновесие смещается в конечном счете в сторону образования мономинеральных обособлений в участках максимального проявления трещиноватости.

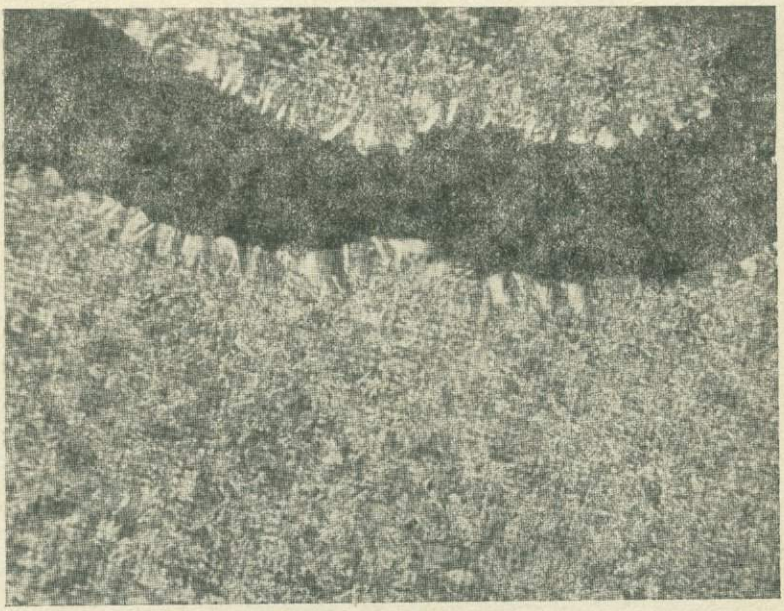


Рис. 140. Перекристаллизация серицита (серое) возле флюоритовой жилки (черное) и превращение его в жильбертит.
Шлиф, николи ×, увеличение 64.

Таким образом, в участках грейзенизированных пород, захваченных длительно идущим трещинообразованием, мы вправе ожидать максимального проявления сегрегации минералов вплоть до возникновения мономинеральных обособлений.

Микроскопическое изучение существа грейзенизации показывает, что это действительно так. На рис. 139 показана псевдоморфоза серицита и флюорита по плагиоклазу. Границы его большого идиоморфного зерна, занимающего всю центральную часть снимка, еще достаточно хорошо различимы. Через всю псевдоморфозу от нижнего левого угла к верхнему правому тянется прерывистая микрожилка. Эта жилка ло-

кальна, и ее размеры по простиранию находятся в пределах поля зрения. Она выполнена флюоритом и ее мощность соизмерима с размерами многочисленных зерен флюорита, составляющих псевдоморфозу.

Уже на этой фотографии можно заметить любопытное обстоятельство: участки псевдоморфозы, непосредственно прилегающие к жилке, заметно обеднены флюоритом. А сама жилка не распространяется за пределы псевдоморфозы, т. е. дальше той площади, на которой развит серицит-флюоритовый агрегат. Создается впечатление, что жилка представляет собой локальную микротрещинку в псевдоморфозе, заполненную одним из ее компонентов (флюоритом).

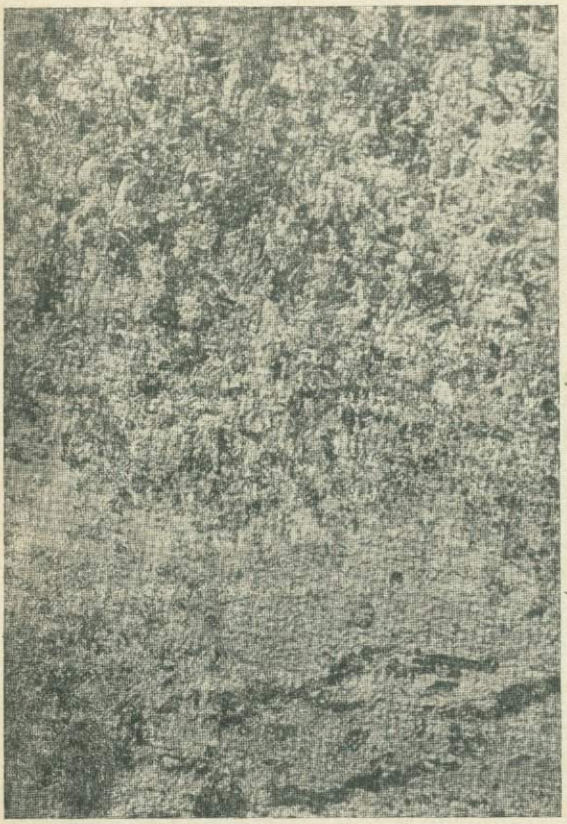


Рис. 141. Вынос флюорита (черное) в трещину, секущую серицито-флюоритовый агрегат в нижней части фото.
Шлиф, без анализатора, увеличение 80.

Если посмотреть на одну из подобных микрофлюоритовых жилок при большом увеличении (рис. 140), можно видеть, что заключающий ее серицитовый агрегат флюорита вблизи жилки почти не содержит. Вместе с этим чешуйки серицита на контакте с жилкой перекристаллизованы, укрупнены, и их ориентировка стала теперь почти всюду нормальной к линии контакта. Уже из приведенного рисунка следует, что крупночешуйчатую слюду жильных оторочек (жильбертит), возникающую в результате перекристаллизации мелких чешуек серицита, не следует называть мусковитом и образуется она, как видно, не раньше, а позже того серицита, который вместе с флюоритом образует в процессе грейзенизации псевдоморфозы по плагиоклазу.

Микрожилки флюорита в грейзенах бывают порою столь многочисленными, что вся площадь шлифа оказывается ими пересеченной. И опять же устанавливается вполне определенная закономерность: возле жилок слюдяной агрегат практически свободен от флюорита

(рис. 141). Иногда весь флюорит со значительной площади шлифа оказывается сконцентрированным в системе трещин, имеющей вид довольно густой сетки. На участках наибольшего сгущения флюоритовых жилок иногда можно наблюдать стяжения и других минералов, например пирита (рис. 142). Выделения пирита в этих случаях несут на себе признаки метакристаллов: они идиоморфны и, как правило, содержат многочисленные включения слюды и других более ранних минералов.

Если метакристаллы пирита растут достаточно медленно, их грани, отодвигая в процессе роста мелкие зерна окружающего их флюорита, оказываются иногда обрамленными каймой флюорита (рис. 143). В



Рис. 142. Сегрегация флюорита (серое) и пирита (черное) в трещинках, имеющих характер густой сетки и секущих серицит-кальцит-пиритовый агрегат. Шлиф, без анализатора, увеличение 20.

других случаях, по-видимому, таким же образом метакристаллы пирита окружаются каемками кальцита.

Микроскопическое изучение грейзенов показывает, что вся масса пирита образуется здесь за счет железа, входящего в состав биотита, амфибола и других породообразующих минералов. Поэтому количество пирита в грейзенизированной породе, лишенной жил, по сути дела является показателем степени ее грейзенизации. А так как последняя проявляется крайне неравномерно, нередко удается наблюдать, как два смежных зерна одного и того же минерала оказываются в разной степени измененными.

Так, при большом увеличении почти в любой псевдоморфозе по биотиту можно видеть, что относительно многочисленные выделения пирита соответствуют наиболее измененным (переработанным) участкам слюды. И вместе с этим наиболее крупные обособления пирита обычно окружены слюдой, лишенной или обедненной пиритом.

Все это особенно хорошо видно на рис. 144. Здесь агрегат крупных зерен биотита оказался пересеченным локальной прерывистой микротрещинкой. Вдоль нее биотит превращен в светлую слюду (жильбертит), практически лишенную пирита, сама же трещинка в этих местах заполнена сплошным пиритом. Выделения пирита вдали от трещинки имеют более или менее изометрический вид. Форма же выделения пирита в жилке полностью контролируется направлением и размерами самой трещины. Все это можно удовлетворительно объяснить лишь допущением, что трещинка, пересекающая зерна биотита, была не только путем, по которому пришли растворы, вызвавшие превращение биотита в агрегат жильбертита и пирита, но что после этого в эту же самую трещинку происходило извлечение (вынос) пирита из боковых измененных зон и превращение ее в локальную микрожилку пирита.



Рис. 143. Метакристалл пирита (черное), окруженный каймой флюорита (темно-серое). Шлиф, без анализатора, увеличение 80.

Сегрегация пирита в микротрещинах, секущих псевдоморфозы и жильбертита, и пирита по биотиту, — явление чрезвычайно широко распространенное.

На рис. 145 показан случай, когда локальные микротрещины расположены асимметрично по отношению к псевдоморфозам. Поэтому участки последних, удаленные от трещин, характеризуются более или менее равномерным распределением пирита по площади псевдоморфоз, в то время как возле самих трещин такое распределение заменяется крупными локальными обособлениями, форма которых подчиняется общей ориентировке трещин. Форме трещин подчиняются, как правило, обособления пирита и в пределах отдельных зерен слюды.

Как уже отмечалось выше, крупные выделения пирита в грейзенах представляют собой метакристаллы. Фотографии (рис. 143, 146)

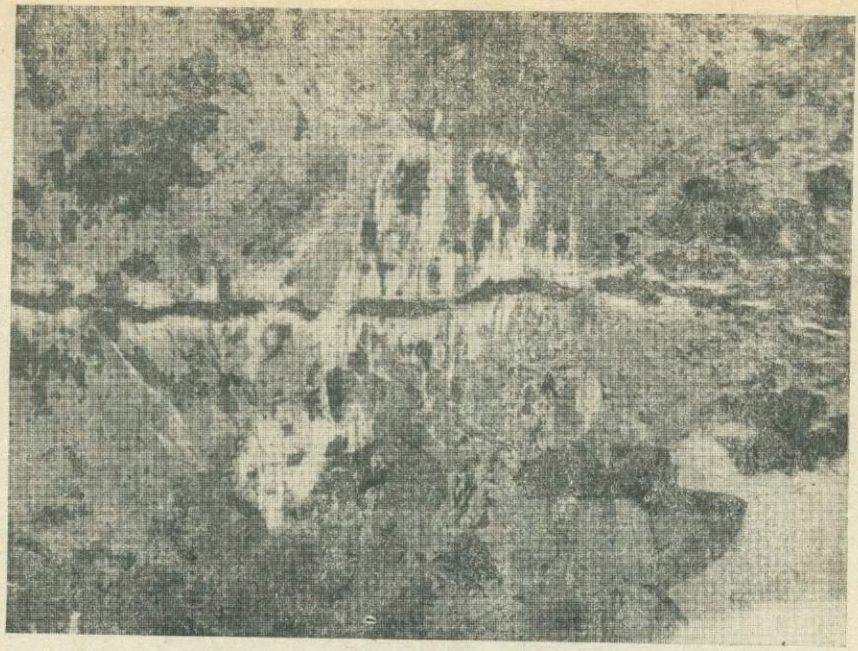


Рис. 144. Локальная прерывистая трещинка, секущая агрегат зерен биотита и выполненная пиритом (черное). Возле нее биотит превращен в светлую слюду — жильбертит (светлое).
Шлиф, без анализатора, увеличение 48.



Рис. 145. Локальные трещинки, выполненные пиритом (черное) и располагающиеся асимметрично относительно псевдоморфоз жильбертита и пирита по биотиту.
Шлиф, без анализатора, увеличение 48.

показывают это. Итак, при перекристаллизации полиминерального агрегата, образовавшегося на месте первичных породообразующих минералов в ходе грейзенизации, происходит укрупнение минеральных зерен путем их слияния — интеграции и одновременное обособление минеральных фаз, их сегрегация. При этом очевидно, что возникновение трещин, пор, каверн, полостей будет лишь способствовать проявлению этого противоречивого в своей сущности процесса, так как именно в них — в порах, полостях, трещинах — происходит отложение обособившихся минеральных фаз. В связи с этим естественно ожидать присутствия в грейзенах макропрожилков и макрожилок, развитие кото-

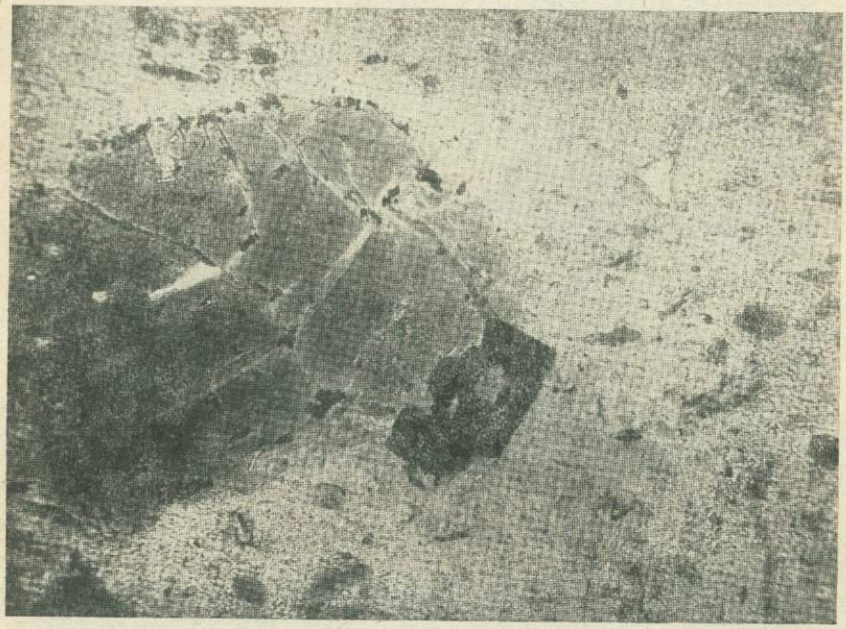


Рис. 146. Метакристалл пирита, образующийся на месте биотита, переходящего в светлую слюду — жильбертит.
Шлиф, без анализатора, увеличение 20.

рых остановилось в разные стадии процесса формирования грейзенов. Они должны поэтому быть сложены одним, двумя, тремя или большим числом минералов. И последовательность отложения этих минералов, подчиняясь определенным термодинамическим закономерностям, должна во всех прожилках и жилках повторяться.

Изучение околожильных грейзенов полностью подтверждает это предположение. В околожильных грейзенах Молодежного, Бом-Горхона, Спокойнинского и других месторождений можно найти сколь угодно много макроскопически фиксируемых жилок, состоящих из одной перекристаллизованной слюды, гребенчатые агрегаты которой обращены в трещине-жилке навстречу друг другу (рис. 147). Можно найти такие слюдяные жилки, на стенках которых отложились одиночные кристаллы флюорита.

Далее можно найти слюдяные жилки, на стенках которых количество отложившихся кристаллов флюорита оказывается уже столь большим, что их можно назвать слюдяно-флюоритовыми (рис. 148) и даже флюорито-слюдяными, ибо в последних жильбертит составляет лишь призальбандовые оторочки.

На месторождении Спокойнинское зоны грейзенизации нередко заключают в себе прожилки, состоящие из жильбертита и вольфрамита (рис. 149), а на других месторождениях — прожилки, состоящие из слюды, вольфрамита, сфалерита и пирита, или из слюды, вольфрамита и кварца (рис. 150) или, наконец, из слюды и кварца. При этом можно

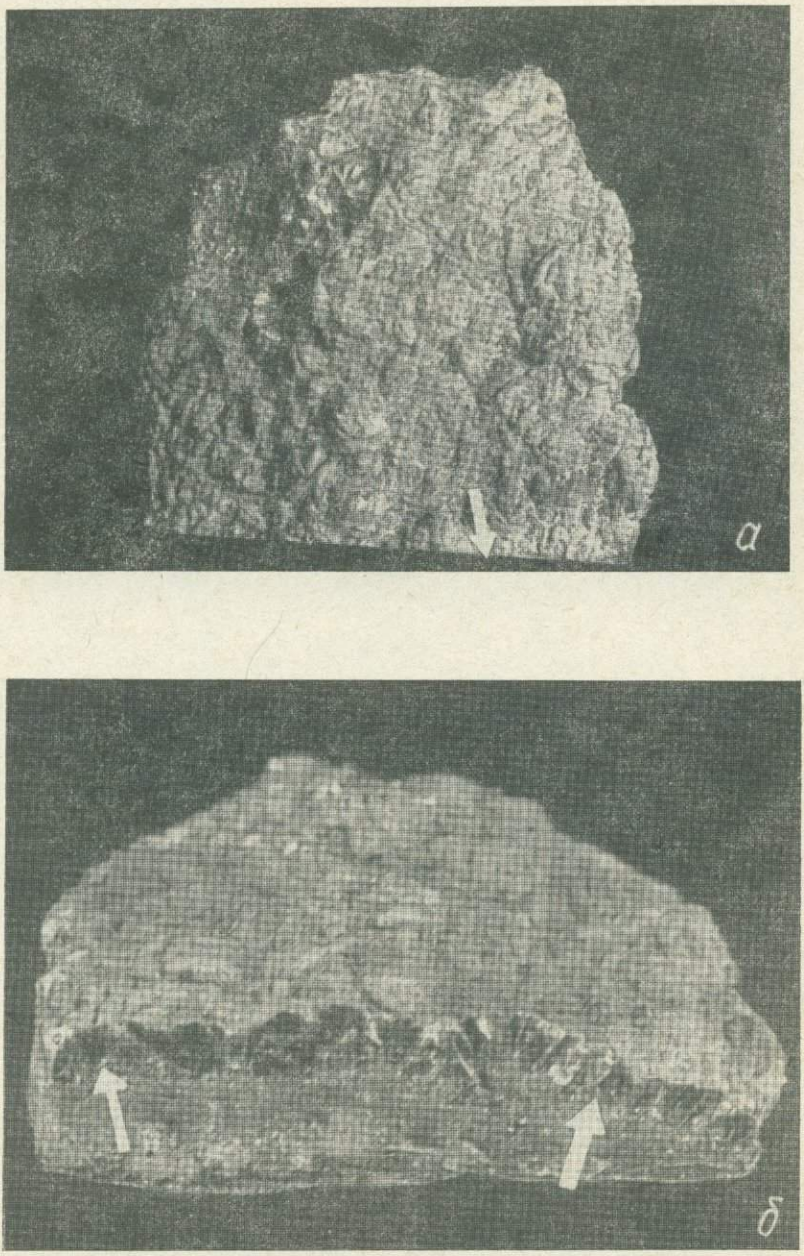


Рис. 147. Стенка трещины-жилы, образованная агрегатами перекристаллизованной слюды — жильбертита.

а — вид сверху; *б* — вид сбоку. Букука, образец, натуральная величина.

отчетливо видеть, что вольфрамит, висмутин и другие минералы отлагались на слюду оторочек (жильбертит) до появления в жильной трещине кварца. Поэтому совершенно не соответствуют этому порядку температуры декрипитации вольфрамита и кварца, определенные

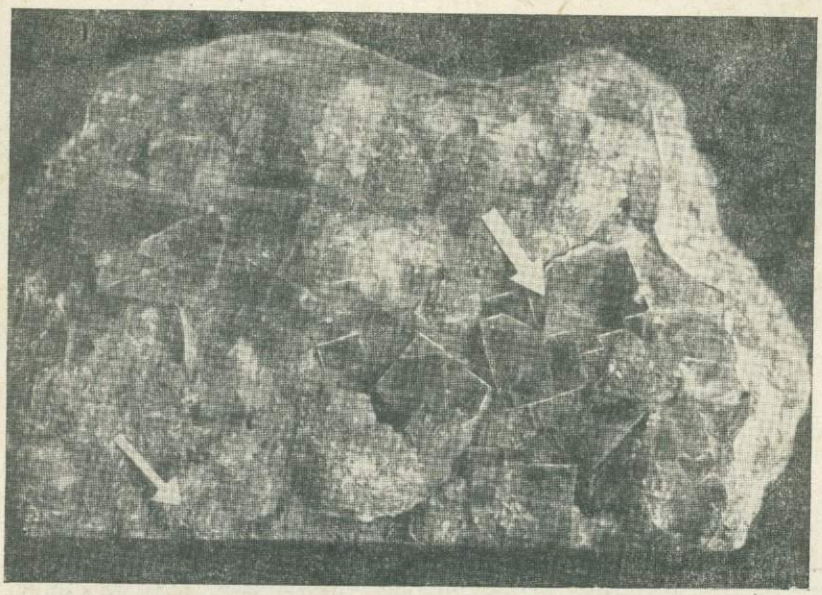


Рис. 148. Жильбертитовая оторочка жилы с наросшими на нее кристаллами флюорита.
Букука, образец, натуральная величина.

Г. Ф. Ивановой (1972, с. 79). Лишь после кристаллизации вольфрамита трещины заполнялись растущими от зальбанда жил к центру кристаллами кварца. Последние очень часто включают в себя названные ранние минералы: жильбертит (рис. 151), висмутин (рис. 152), вольфрамит (рис. 153) и другие, сохраняя их первоначальное залегание.

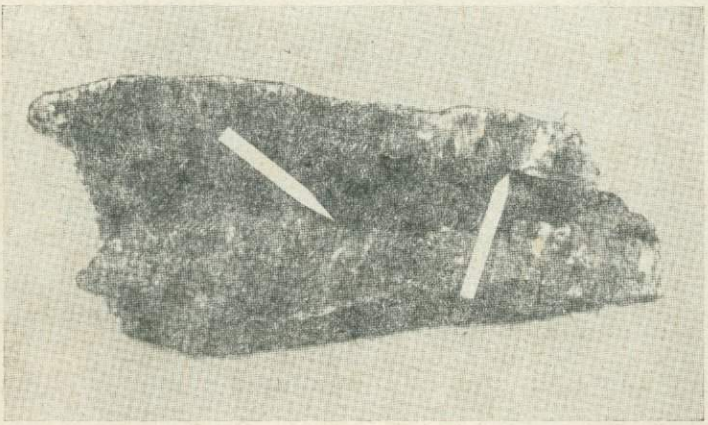


Рис. 149. Жилка из околожильного грейзена, состоящая из жильбертитовых оторочек (показаны стрелками) и вольфрамита (черное). Спокойнинское, образец, увеличение 2,5.

Последующие многократные приоткрывания трещин, обычно чередующиеся со сжатиями, вызывают столь глубокий метаморфизм, что первичная друзовая текстура их оказывается глубоко замаскированной, и жильный кварц даже маломощных жилок кажется массивным,

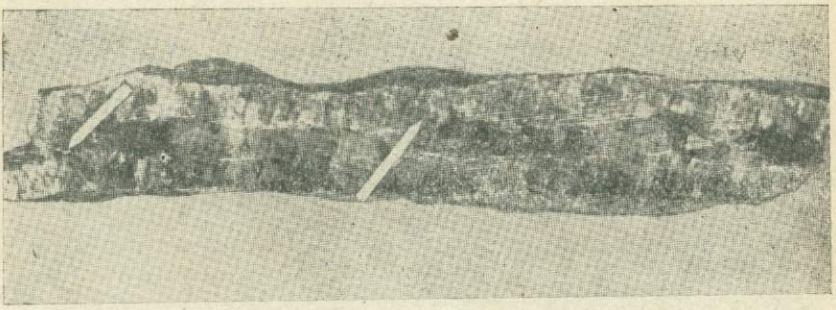


Рис. 150. Жилка, состоящая из жильбертитовых оторочек (показаны стрелками), вольфрамита (черное) и кварца (серое). Белуха, образец, увеличение 1,5

сливным (рис. 154). На Антоновой Горе, Бом-Горхоне и в других месторождениях, формировавшихся в напряженных тектонических условиях, удается найти участки, сохранившие первичную текстуру заполнения открытых трещин свободно растущими кристаллами кварца. Нередко, как мы видели, эти участки несут на себе также следы регене-

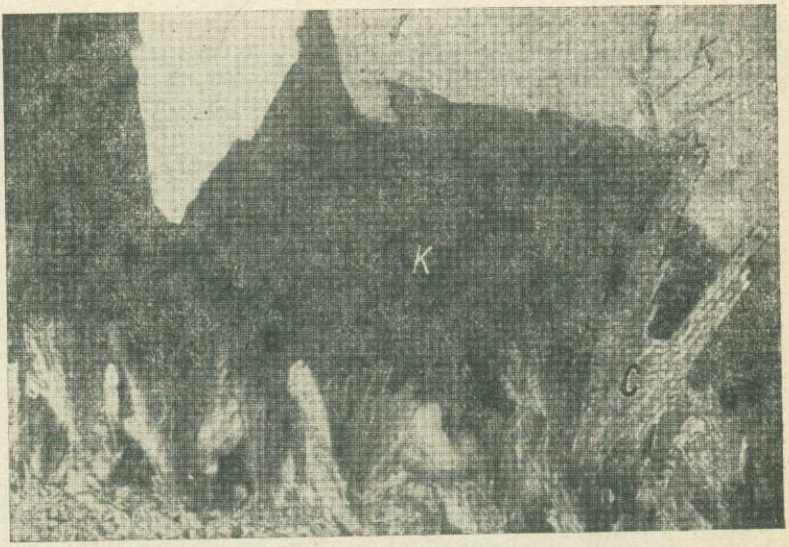


Рис. 151. Идиоморфные пачки жильбертита (*C*), составляющие слюдяную оторочку кварцевой жилки и включенные в различно ориентированные кристаллы кварца (*K*).
Один кристалл слюды (*C*) включен в два различно ориентированных зерна кварца (*K*). Это свидетельствует о более позднем выделении кварца по отношению к слюде. Шлиф, николи ×, увеличение 80.



Рис. 152. Кристалл висмутина (черное) в кварце.

Букука, жила № 7, образец, натуральная величина.



Рис. 153. Кристаллы вольфрамита (черное), местами деформированные, ориентированы почти нормально к зальбанду жилы (показаны маленькой стрелкой). Они заключены в жильном кварце.

Хорошо видна зона околожильного грейзена (темно-серое), в которой биотит практически отсутствует. Белуха, жила № 88, образец, уменьшение 1 : 2.

рации деформированного жильного кварца. Поэтому приходится различать первичные друзовые текстуры заполнения и похожие текстуры, образованные «друзами регенерации».

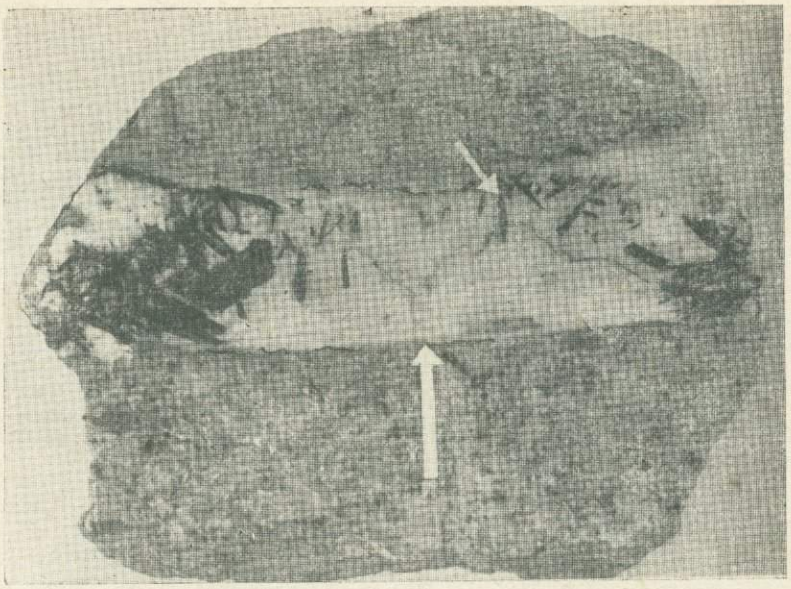


Рис. 154. Жилка сливного тектонизированного кварца с „висящими" в нем обломками вольфрамита.
Антонова Гора, образец, натуральная величина.

Интересно отметить, что подобного рода образования наблюдаются и в других районах. Так, А. Н. Заварицкий еще в 1916 г., описывая Боевское вольфрамитовое месторождение на Урале, отмечал, что в кварц-вольфрамитовых жилах, сопровождающихся слюдяными оторочками, «иногда кварц исчезает совсем и... остаются только слюдяные «просечки», по строению одинаковые с зальбандами жил». Совершенно аналогичные жилки, находящиеся в разной стадии их развития, можно наблюдать в подземных выработках вольфрамито-оловянного месторождения Циновец в Рудных Горах, в Чехословакии (Stemprok, 1961).

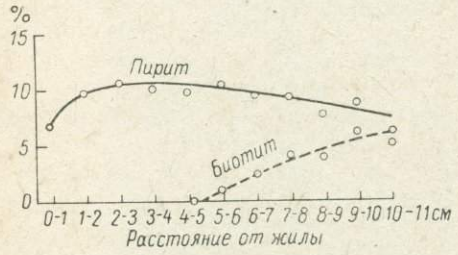


Рис. 155. Содержания пирита и биотита в зоне околожильного изменения породы, вмещающей кварцевую жилу (по Покровскому, 1954).

Вынос минералов, образовавшихся в зонах околожильных изменений, в трещины доказывается соответствующими подсчетами в образцах и шлифах. Мы видели это на целом ряде приведенных выше примеров.

П. В. Покровский (1954), показал, что количество зерен пирита, образовавшихся за счет железа, входившего в состав биотита в зонах околожильной грейзенизации, по мере приближения к жильной трещине постепенно увеличивается, достигает максимума и на контакте с жилой падает (рис. 155). Таким образом, в призальбандовой зоне грейзена наблюдается дефицит пирита по сравнению с участками грейзена,

более удаленными от жилы. Это явление невозможно объяснить, если исходить из идеи о том, что пирит в зоны грейзенизации вынесен из жильных трещин.

В последующие годы многочисленные аналогичные наблюдения были сделаны нами на вольфрамитовых месторождениях Восточного Забайкалья в отношении флюорита и пирита. При количественно-минералогическом анализе большого числа шлифов (пирит подсчитывался, например, более чем в 1000 шлифов) выяснилось, что оба эти минерала подчиняются закономерности, установленной П. В. Покровским (1954). В зонах околожильной грейзенизации содержание этих минералов в направлении к жиле вначале увеличивается, а после достижения некоторого максимума резко уменьшается. Зона обеднения околожильного грейзена пиритом и флюоритом в различных точках одной и той же жилы нередко имеет мощность, колеблющуюся от 10 до 30 см. Колебания эти, по-видимому, обусловлены различными тектоническими условиями формирования жильных трещин: многократные приоткрывания их способствовали наиболее полному развитию зон выноса.

Вышеотмеченная закономерность во многих случаях может наблюдаться макроскопически. Так, на штокверковом месторождении Верхнее Кайракты в Центральном Казахстане можно видеть многочисленные тонкие (0,5—1,0 см) жилки пирита, секущие песчано-сланцевую толщу силурийского возраста. Жилки, залегающие в сланцах, повсеместно сопровождаются осветленными зонами, практически лишенными пирита. Вслед за каждой такой зоной тянется зона, обогащенная пиритом. Она начинается через 0,5—1,0 см от зальбанда жилок и в нескольких сантиметрах от них переходит в практически неизмененный сланец, содержащий до 15% закиси железа.

На этом же месторождении можно было наблюдать и другие любопытные примеры. Маломощные кварцевые прожилки, отороченные жильбертитом, залегая в сланцах, несут в себе железистый вольфрамит. Когда эти же прожилки секут породы габбро-диабазовой интрузии, они меняют состав и становятся или мономинеральными жильбертитовыми, или жильбертито-кварцево-шеелитовыми, или жильбертито-кварцевыми с пиритом и флюоритом. Все они сопровождаются зонами изменения мощностью до 1 см. Плагиоклаз в этих зонах оказывается переработанным в агрегат слюды, шеелита и флюорита. Исчезновение плагиоклаза приводит к тому, что зона околожильных изменений в данном случае становится более темной.

Распределения зерен шеелита в зонах околожильной грейзенизации на этом месторождении наблюдать не удалось. Но в подземных выработках — штреках и восстающих — вольфрамитовых месторождений Забайкалья, освещая их переносной кварцевой лампой, дающей отфильтрованный коротковолновый ультрафиолетовый свет, можно видеть любопытную картину: крупные скопления шеелита ярко люминесцируют в различных участках жилы, многочисленные мелкие зерна шеелита — в грейзене на некотором удалении от жилы, по самому же контакту жилы тянется ярко-оранжевая полоска, состоящая из зерен люминесцирующего апатита. В непосредственной близости к жиле в грейзене можно было видеть лишь единичные зерна шеелита.

Таким образом, и в масштабе промышленных жил в околожильных грейзенах можно наблюдать наличие зон выноса тех или иных минералов. Эти зоны, как правило, следуют вдоль обоих контактов жил и имеют мощность от нескольких сантиметров до 20—30 см каждая.

Почему же происходит вынос минералов из примыкающих зон околожильных грейзенов в жильные трещины?

Уже в 1960 г. (Барабанов, 1960в) было показано, что если жильная трещина в гранодиорите или другой породе, имеющая объем V_0, заполнится минералообразующим раствором определенного состава так, что этот раствор в течение какого-то времени по микротрещинам и межгранулярным порам распространится в породе на некоторое расстояние от главной трещины, повсеместно смывая зерна породообразующих минералов, то в результате химического воздействия компонентов порового раствора на минералы породы может осуществиться реакция A+B→D+E, где A — породообразующий минерал (например, плагиоклаз); B — минералообразующий раствор, содержащий легкорастворимые соединения (например, KF); D — труднорастворимое соединение (например, флюорит), одно или несколько; E — легкорастворимое соединение (например, K_2SiO_3).

Вследствие установившегося со временем равновесия $D_{тв} \rightleftarrows D_{рас}$ концентрация C_D благодаря диффузии и равномерному давлению станет одинаковой во всем объеме раствора, включая V_0. Если затем в результате приоткрывания жильной трещины объем ее увеличится до V_1, то приращение объема жильной полости $\Delta V = V_1 - V_0$ вызовет понижение давления и температуры жильного раствора и, следовательно, прежде всего выразится в дальнейшем понижении растворимости соединения D. Возникшее пересыщение жильного раствора должно привести к выпадению (кристаллизации) некоторого количества минерала в жильной полости и соответствующему понижению концентрации его в растворе до C'_D. Появление градиента концентрации $\Delta C = C_D - C'_D$ в поровой и жильной частях минералообразующего раствора вызовет дополнительное растворение минерала D в боковой породе, так как давление (и температура) здесь всегда будут несколько выше, чем в жильной трещине.

Таким образом, «каждое приоткрывание (всякое приращение объема) жильной трещины, заполненной минералообразующим раствором, находящимся в химическом равновесии с породообразующими минералами, должно сопровождаться выносом некоторого количества труднорастворимых соединений (минералов) в жильную полость», — утверждалось в этой работе (с. 33).

К сказанному в настоящее время можно сделать несколько уточнений: а) температура раствора, заполняющего поры в грейзене, будет более высокой, чем в жильной трещине, лишь в том случае, если сама остывающая порода и является источником этих растворов; б) равновесие в открытых системах — понятие сложное и в известной степени условное, поэтому можно говорить лишь о стремлении системы к установлению равновесия $D_{тв} \rightleftarrows D_{рас}$. Но если помнить, что поровые растворы, как это показано в трудах Д. С. Коржинского (1955), почти всегда * находятся под более высоким давлением, чем те же растворы, но из жильных полостей, то можно утверждать, что это обстоятельство лишь усилит общую тенденцию выноса труднорастворимых реакционных соединений из зон грейзенизации в жилы.

Таким образом, конечной причиной выноса минералов из зон околожильных изменений в жильные трещины является приоткрывание (разверзание) последних.

Но этим роль тектоники в минералообразовании не исчерпывается. Продолжительность тектонической жизни трещины определяет степень завершенности формирования данной жилы, полноту развития ее минеральных комплексов. Это заключение вытекает из того очевидного

* Исключая моменты сжатия жильных трещин.

факта, что в рассматриваемом типе жил трещинообразование, как это уже было показано (Барабанов, 1961, с. 268), является основной причиной нарушения минеральных равновесий как в самих жилах, так и в зонах грейзенизации. Поэтому можно думать, что именно трещинообразование является одной из главных причин минералообразования в данном типе жил вообще.

В самом деле, трещинообразование предшествует минералообразованию, вызывает и сопровождает минералообразование и в пострудной тектонике завершает его. Жильное минералообразование в этом смысле можно рассматривать как проявление определенного тектонического цикла. Однако процессы минералообразования качественно отличаются между собой на разных этапах своего развития. В ранние этапы отчетливо преобладают процессы метасоматического преобразования пород — грейзенизация (и обусловленные ею адуляризация и альбитизация), а затем березитизация и серицитизация. Средние этапы характеризуются широко выраженными процессами перекристаллизации и сегрегации минеральных фаз. В это время происходит, по-видимому, образование слюдяных оторочек жил. Поздние этапы характеризуются преобладанием процессов конкреционного отложения вещества в жильных трещинах как вследствие выноса из зон грейзенизации, благодаря наличию градиента концентраций, так и вследствие нарушения фазовых равновесий в растворе, заполняющем жильную полость, в момент ее приоткрывания. В это время происходит свободный рост кристаллов висмутина, вольфрамита, флюорита, кварца, образование различного рода «агрегатов пересыщения» (Барабанов, 1961) вплоть до скрытокристаллических колломорфных масс флюорита, халцедона, пирита и др.

Нередко вследствие асинхронности развития отдельных участков жильной трещины она несет в себе одновременно следы проявления всех этих этапов. Тогда отдельные части ее могут быть приняты за определенные типы жил. Д. П. Григорьев (1956) в связи с этим справедливо указывал: «Необходимо различать три типа жил: жилы заполнения (или конкреционные), жилы замещения (метасоматические) и жилы перекристаллизации; эти типы могут в известной мере сочетаться в одной жиле» (с. 167).

В редкометальных конкреционно-метасоматических жилах Восточного Забайкалья метасоматические процессы количественно доминируют в хвостах и головах жилы, а конкреционные — в средних частях, отвечающих участкам наибольшего разверзания жильных трещин.

Эволюцией жильного минералообразования в направлении от метасоматического этапа к конкреционному управляют по крайней мере три главных фактора:

а) понижение концентрации свободных активных газов в растворах во времени вследствие их связывания в виде труднорастворимых соединений (CaF_2, $Ca_5(PO_4)_3F$, FeS_2 и др.) при метасоматическом преобразовании боковых пород и «выкипания» при перепадах внутреннего давления в жилах;

б) увеличение концентрации в растворах твердых фаз (CaF_2, FeS_2, SiO_2), обусловленное нарастающим выщелачиванием соответствующих оснований грейзенизирующими растворами из породообразующих минералов (плагиоклаза, амфибола, биотита и др.);

в) последовательная смена плавных приоткрываний жильных трещин с небольшими приращениями объема полостей все более жесткими разверзаниями с нарастающими значениями амплитуд раскрытия.

При этом непрерывно увеличивается доля раствора, участвующего в конкреционной стороне процесса минералообразования.

Приведенные соображения можно иллюстрировать данными минералогического изучения занорышей в кварц-вольфрамитовых жилах. Занорыши эти представляют собой перекристаллизованные трещины разрыва; размер их достигает порой нескольких кубических метров. Располагаясь обычно в осевой части жил, вдоль осевого шва, на разных горизонтах жил, они слагаются друзами регенерации кварца, пирита, флюорита и других минералов (Барабанов, 1961). Занорыши не сообщаются между собой, являясь в этом отношении в какой-то степени «закрытыми системами». Их образование происходило после заполнения трещин жильным кварцем.

Изучение минералов, находящихся в занорышах, показывает, что эволюция порций растворов, оказавшихся законсервированными в таких полостях, во всех случаях была аналогичной и по сути дела свелась к тем же явлениям метасоматоза, перекристаллизации и сегрегации или конкреционного роста минералов. Это можно видеть на примере изучения висмутина, сфалерита и халькопирита.

В друзовых полостях кварц-вольфрамитовых жил свободно торчащие игольчатые кристаллы висмутсодержащего минерала оказались не висмутином, как это долгие годы считалось (Левицкий, 1939; Ферсман, 1940; Смольянинов, 1955), а козалитом (Барабанов, 1957). Изучение минералогии козалита на Букуке, Белухе, Шерловой Горе, Куналее, Бом-Горхоне и других месторождениях показало, что этот минерал образуется в результате химического превращения висмутина. Последний при повышении в окружающем минералообразующем растворе концентрации сульфида свинца переходит в сульфосоль, отвечающую составу лиллианита. Лиллианит — фаза метастабильная, в свою очередь распадающаяся на две взаимопрорастающие фазы: козалит+галенит. В дальнейшем этот агрегат перекристаллизовывается, и козалит превращается в агрегат игольчатых кристаллов, на которые нарастают мельчайшие октаэдрические кристаллики обособившегося галенита.

Общий ход процесса в данном случае может быть представлен следующей схемой: а) висмутин (Bi_2S_3) + $PbS_{раств}$ = лиллианит ($Pb_3Bi_2S_6$); б) лиллианит ($Pb_3Bi_2S_6$) → козалит ($Pb_2Bi_2S_5$) + галенит (PbS). Из сказанного становится понятным: а) почему отсутствует висмутин в друзовых полостях регенерации и перекристаллизации жильного кварца; б) почему иголочки козалита в друзовых полостях регенерации, как правило, несут на себе мельчайшие кристаллики галенита; в) почему многочисленные ссылки (Веггу, 1940; Сырицо, Сендерова, 1964; Онтоев, 1959) на «открытие» «лиллианита» детальными исследованиями не подтверждаются (Барабанов, 1967в).

Другой пример. Халькопирит в кварц-вольфрамитовых жилах кристаллизуется позже сфалерита. Нередко можно видеть, что наличие последнего способствует выделению медного колчедана, который локализуется исключительно в пределах выделения сфалерита. Если такой сфалерито-халькопиритовый агрегат позднее подвергается перекристаллизации, обе фазы начинают обособляться, приобретая все более и более идиоморфные очертания, вплоть до образования обособленных кристалликов сфалерита и халькопирита. Примечательно, что эти превосходно образованные кристаллики вместе с козалитом и регенерированными обломками пирита находятся исключительно в замкнутых друзовых полостях регенерации жильного кварца. Иными словами, возникли они в процессе перекристаллизации участков жил, подвергшихся приоткрываниям. Таким образом, здесь проявляется та же

последовательность: 1) нарушение химического равновесия; 2) взаимодействие минералообразующего раствора с ранее выделившимися фазами (сфалеритом) и образование новой фазы (халькопирита); 3) перекристаллизация и сегрегация образовавшихся фаз, т. е. нарушение химического равновесия метасоматитов и образование новых фаз, перекристаллизация и сегрегация этих фаз.

Так как первичное выделение халькопирита в сфалерите явно связано с появлением системы локальных трещин, а обособление фаз происходило при перекристаллизации в тех же локальных и замкнутых трещинах-полостях, можно утверждать, что здесь, как и в ранее приведенных примерах, причиной выделения новых минеральных фаз было не поступление новых порций «специализированных» растворов из гипотетического «металлоносного очага», а нарушение фазовых равновесий в уже существовавшей минералообразующей среде в процессе трещинообразования.

Еще один пример. Кальцит в кварц-вольфрамитовых жилах выделяется одним из самых последних. Однако в кристаллах раннего жильного кварца удается порой обнаружить включения шарообразных агрегатов кальцита. Они подстилаются двухфазными включениями углекислоты. Расшифровка этого явления, по-видимому, может быть однозначной:

1) нарушение фазового равновесия в минералообразующем растворе, из которого шло отложение кварца, привело к отделению углекислоты;

2) обособившаяся углекислота в виде газово-жидких включений была захвачена растущим кристаллом кварца;

3) отделение углекислоты сдвинуло равновесие в растворе и привело к осаждению на растущей поверхности кристалла кварца агрегата зерен кальцита. Последний также был законсервирован в кварце.

Но приведенное объяснение означает, что и кальций, и углекислота были в минералообразующем растворе уже тогда, когда шло отложение высокотемпературного кварца, т. е. задолго до выделения кальцита как минерала в жилах.

Подобным образом рассуждая, можно утверждать, что медь, железо и сера будущего халькопирита присутствовали в растворе уже тогда, когда в наших жилах шла кристаллизация сфалерита. Только этим можно объяснить наличие микроскопических вростков халькопирита в первичном сфалерите, представляющих собой типичные структуры распада гомогенного твердого раствора. По-видимому, и свинец был в растворе, из которого кристаллизовался висмутин, хотя образование за счет висмутина сульфосолей свинца — лиллианита и козалита — произошло значительно позднее.

Если все это так, тогда необходимость привлечения «пульсационно-прерывистой» подачи «специализированных» порций растворов из гипотетических очагов-кладовых, которых никто никогда не видел и путей к которым никому не довелось наблюдать, сама собой отпадает. И «многостадийность» формирования кварц-вольфрамитовых жил и сопровождающих их околожильных грейзенов окажется прямым следствием эволюции единого минералообразующего раствора в условиях периодически происходящего жильного трещинообразования.

ГЛАВА VI

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЖИЛЬНЫХ МИНЕРАЛОВ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ РЕЖИМА ТРЕЩИНООБРАЗОВАНИЯ

Как уже отмечалось выше, изучение минералогии вольфрамитоносных жил дает богатый фактический материал, свидетельствующий о том, что в ходе минералообразования гидротермальные растворы время от времени испытывают пересыщения. Последние, по-видимому, вызываются периодическими спадами давления, под которым находится на глубине высококонцентрированный минералообразующий раствор. Так как пересыщения таких растворов прежде всего проявляются в участках жил, несущих следы тектонических напряжений и приоткрываний, можно утверждать, что изменение давления, под которым находится на глубине минералообразующий раствор, происходит вследствие приращения объема жильных полостей в процессе трещинообразования.

Как показывает исследование жильного кварца, пересыщение минералообразующего раствора прежде всего сказывается на газовой фазе, которая в виде мельчайших газово-жидких включений оседает на гранях растущих кристаллов, являясь причиной своеобразной микрозональности в них. Пересыщения твердой фазой в количественном отношении могут варьировать в широком интервале и фиксироваться от едва заметных фантомов внутри кристаллов кварца и других минералов, через прослои тонкочешуйчатого серицита в шапочных кварцах (Kappenquarz), до различного рода мелкокристаллических выделений в виде щеток, корок и пленок. Быстрая кристаллизация резко пересыщенных растворов приводит также к образованию колломорфных масс халцедоновидного кварца с характерной структурой, натечного флюорита и тому подобных образований.

В тех случаях, когда жильная полость раствором не заполнена, мгновенное приоткрывание ее и вызванный этим перепад давления, по-видимому, являются причиной растрескивания поверхности кристаллов кварца, топаза, аквамарина и других минералов.

Флюорит, как показывает его изучение, в вольфрамитоносных жилах представлен: 1) сплошными скрытокристаллическими массами колломорфного облика, 2) мелкокристаллическими щетками и корками и 3) одиночными кристаллами или друзами.

Колломорфные выделения флюорита, тесно ассоциируя, а нередко и перемежаясь с халцедоновидным кварцем, образуются в условиях быстрой кристаллизации из пересыщенных растворов. Характерно, что такой флюорит геологически приурочен к зонам разломов и участкам жил, в которых фиксируются явления приоткрывания жильных трещин.

Корки мелкокристаллического флюорита встречаются в зонах нарушения, секущих рудные жилы. Они покрывают прослои халцедоно-

видного кварца и пластинчатого кальцита (папиршпата). Кристаллы, слагающие корковидный флюорит, имеют фрму октаэдров (рис. 156). Реже они образованы комбинацией крупных граней октаэдра с более мелкими гранями тригонтриоктаэдра, ромбододекаэдра, гексоктаэдра и куба. Замечено, что ранние генерации мелкокристаллического флюорита всякий раз начинают кристаллизоваться в виде октаэдров, а затем, постепенно укрупняясь, они усложняют свой облик, так как на них появляются грани ромбододекаэдра и куба. Общая эволюция кристаллов в пределах каждой генерации всегда одинакова: октаэдр сменяется ромбододекаэдром, а последний — кубом.



Рис. 156. Кристаллы, слагающие корковидный флюорит и имеющие форму октаэдров.

Одиночные кристаллы флюорита и щетки его из друзовых полостей сложены исключительно гранями куба. Лишь изредка вершины последних притуплены мелкими гранями гексоктаэдра или тригонтриоктаэдра, а ребра — гранями ромбододекаэдра. Внимательное исследование кубических кристаллов флюорита показывает, что большинство из них обладает зональным строением. При этом отчетливо видно, что на ранних стадиях роста кристалл имел октаэдрическую форму, затем появились грани ромбододекаэдра и куба. В конечные стадии роста последняя форма развилась до размеров габитусной, вследствие чего кристалл принял кубический облик (рис. 157).

Так как мелкокристаллические корковидные агрегаты флюорита, образующиеся из явно пересыщенных растворов, сложены октаэдрическими индивидуумами, а окончание роста кристаллов происходит тогда, когда флюорит имеет форму куба, можно утверждать, что эволю-

ция габитуса кристаллов флюорита от октаэдрического к кубическому соответствует падению пересыщения минералообразующего раствора в процессе его кристаллизации. Этот вывод подтверждается особенностями скульптуры на гранях флюорита в разные стадии роста его кристаллов. Действительно, если грани октаэдра всегда имеют положительные формы рельефа, свидетельствующие о пересыщенности раствора, то на гранях куба, как правило, можно видеть всякого рода углубления, которые говорят о том, что к этому времени пересыщение раствора прекратилось.

Кальцит в наших жилах представлен кристаллами, облик которых совершенно отчетливо эволюционирует от пластинчатого, через таблитчатый, к призматическому. Наиболее ранние выделения кальцита представляют собой друзы бумажного шпата (папиршпата) (рис. 158). Слагающие их индивидуумы состоят из тончайших (до сотых миллиметра) пластинок уплощенного по (0001) кальцита. Пластинки переполнены очень мелкими включениями жидкой угольной кислоты и от этого имеют белый цвет и характерный эмалевидный блеск. Постепенно утолщаясь в процессе роста, пластинчатый кальцит превращается в таблитчатый (рис. 159) и, наконец, в призматический. Так образуются щетки призматических двуконечных кристаллов кальцита, внутри которых можно видеть белые пластинки-зародыши кальцита.

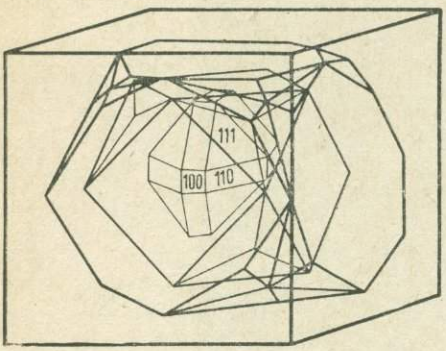


Рис. 157. Эволюция форм кристаллов флюорита в процессе роста.

В литературе принято считать, что указанная эволюция габитуса кристаллов кальцита обусловлена падением температуры. При этом считается, что пластинчатые кальциты свойственны высокотемпературным образованиям и знаменуют собой принадлежность к пегматитовым или пневматолитовым стадиям процесса. В кварц-вольфрамитовых жилах Восточного Забайкалья папиршпат, как было показано выше, повсеместно приурочен к поздним зонам разлома и трещинам, секущим эти жилы, потому образование его ничего общего с «пегматитовыми» и «пневматолитовыми» стадиями процесса формирования этих жил не имеет.

Весьма своеобразен и парагенезис папиршпата. В зонах разлома он тесно ассоциирует с халцедоновидным кварцем, мелкозернистым корковидным флюоритом и монтмориллонитом, на которые нарастает. В вольфрамитоносных жилах, куда папиршпат проникает по тонким трещинкам, он цементирует все жильные минералы. Нами были найдены и описаны образцы, на которых отчетливо видно, что папиршпат выделился позже низкотемпературного цеолита — стеллерита. Наконец, экспериментально доказано, что пластинчатые кальциты образуются при температурах ниже 100° С.

Таким образом, представление о папиршпате как о «высокотемпературном» минерале, по-видимому, должно быть отброшено.

Тесный парагенезис папиршпата с халцедоновидным кварцем и мелкозернистым флюоритом, которые, как нам представляется, кристаллизуются из сильно пересыщенных растворов, дает основание предполагать, что и пластинчатый кальцит (папиршпат) образуется в усло-

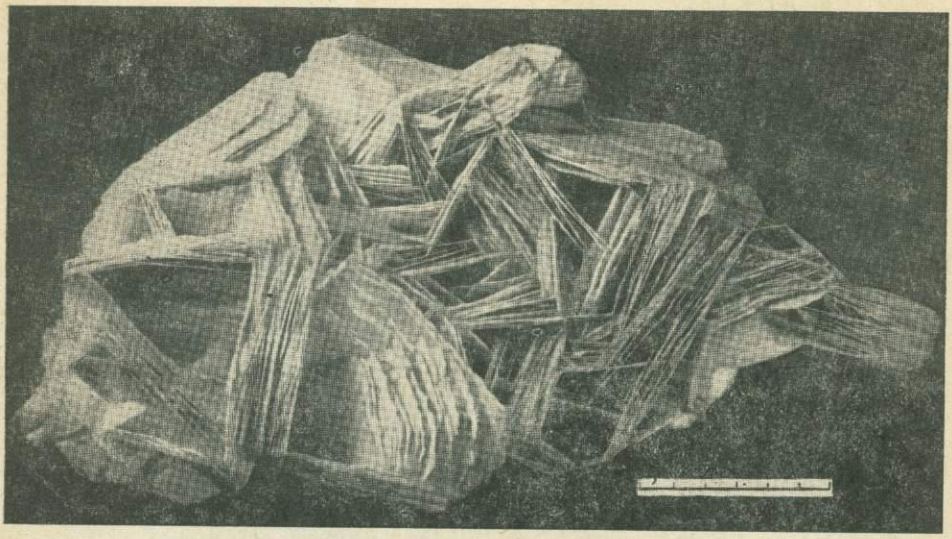


Рис. 158. Друзы бумажного шпата (папиршпата).

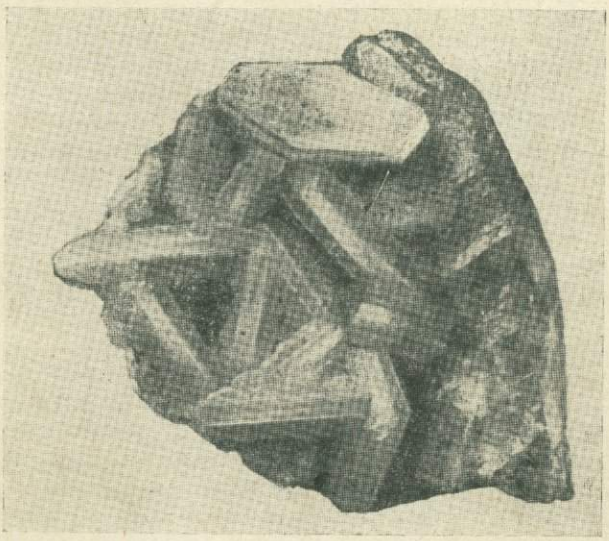


Рис. 159. Превращение пластинчатого кальцита в таблитчатый в процессе роста.

виях быстрой кристаллизации из высококонцентрированного гидротермального раствора. Наличие в папиршпате многочисленных микровключений угольной кислоты говорит о том, что в момент его выделения гидротермальный раствор был пересыщен газовой фазой. В то же время сам факт возникновения огромного количества зародышей — тончайших пластинок, из которых состоят друзы папиршпата, говорит о том, что раствор был пересыщен и твердой фазой.

Можно найти и другие доказательства того, что образование наиболее ранних пластинок кальцита сопровождалось явлениями резкого пересыщения минералообразующего раствора.



Рис. 160. Скопление массы кристалликов пирита в пластинке кальцита.

На рис. 160 заметно, что центральные пластинки кальцита, находящиеся посредине каждого призматического индивидуума (от этих пластинок начался рост в обе стороны призматических кристаллов!), заключают между собой темноцветную полоску. При большом увеличении видно, что она представляет собой не что иное как скопление массы мельчайших кристалликов пирита. Форма их разнообразна, однако подавляющее большинство имеет октаэдрический облик.

Генезис образцов подобного рода рисуется следующим образом. В какой-то момент формирования жильной трещины минералообразующий раствор, заполнявший ее, оказался в состоянии резкого пересыщения. Последнее сказалось прежде всего на находившихся в растворе кальците и пирите, которые выпали одновременно в виде пла-

стинок кальцита, переполненных мелкокристаллическим пиритом. Эти пластинки-зародыши покрывались затем с обеих сторон пузырьками углекислоты, которая захватывалась растущим кристаллом. Так образовались белые эмалевидные полоски кальцита по обе стороны центральной, пиритсодержащей зоны. В процессе дальнейшего роста кристаллов пересыщение раствора газовой фазой, по-видимому, уменьшалось, так как количество микровключений углекислоты становится все меньше и меньше, а вместе с этим прозрачность кальцита возрастает.

Таким образом, эволюция габитуса кристаллов кальцита от пластинчатого к призматическому, нам кажется, обусловлена постепенным падением пересыщения минералообразующего раствора в процессе роста этих кристаллов.

Пирит в наших жилах представлен крупными кристаллами, приуроченными к друзовым полостям, различного рода прожилкам, и очень мелкими кристалликами, образующими своеобразные присыпки на гранях кварца, флюорита, кальцита и других минералов. Очень часто мелкокристаллический пирит находится в этих минералах в виде включений, тесно связанных с определенными зонами роста. Все крупные кристаллы пирита имеют форму куба. Лишь изредка она усложняется вследствие появления очень маленьких граней октаэдра и тетрагонтриоктаэдра. Мелкокристаллический пирит из различного рода присыпок и прослоев (законсервированных и обнаженных) представлен, как правило, пентагондодекаэдрическими кристаллами, а также кристаллами, в которых пентагондодекаэдр сочетается с гранями куба и октаэдра. Так как мелкокристаллический пирит, состоящий из массы мелких кристаллов-зародышей, указывает на образование из пересыщенных растворов, можно думать, что именно в условиях пересыщения пирит выделяется в форме пентагондодекаэдра. По мере падения пересыщения к форме (211) добавляются грани (111) и (100). Последняя форма в конце концов становится доминирующей, и в форме куба кристаллизация пирита заканчивается.

Обобщая сказанное, можно сделать следующие выводы.

1. В условиях локального пересыщения минералообразующего раствора в жилах различные минералы начинают выделяться в характерной для них форме кристаллов. При этом кальциту свойствен пластинчатый облик, флюориту — форма октаэдра, пириту — пентагондодекаэдра.

2. По мере падения пересыщения раствора в процессе роста кристаллов облик последних эволюционирует. Кальцит из пластинчатого постепенно становится призматическим, флюорит из октаэдрического превращается в кубический, пирит из пентагондодекаэдрического также становится кубическим.

3. Резкие пересыщения минералообразующих растворов, по нашим наблюдениям, обусловлены спадом давления в жилах при быстрых приоткрываниях жильных полостей. Можно думать поэтому, что указанная эволюция габитуса кристаллов кальцита, флюорита и пирита в нашем случае вызывается в конечном счете не падением температуры, как это принято считать, а изменениями давления, под которым находится минералообразующий раствор в жилах.

ВЫВОДЫ

Обобщая все сказанное, можно сделать следующие краткие выводы.

1. Кварц-вольфрамитовые жилы Забайкалья — метасоматически-конкреционные образования. Они возникли в результате метасоматического взаимодействия гидротермальных растворов с вмещающими породами и конкреционного переотложения или перекристаллизации и сегрегации химических продуктов этого взаимодействия в порах, пустотах пород и в жильных трещинах.

2. Жильные минералы: слюды, вольфрамит, флюорит, пирит, апатит, шеелит, часть кварца, микроклин, альбит, кальцит, анкерит, сидерит и некоторые другие — образовались в зоне изменения боковых пород за счет породообразующих минералов: амфибола, биотита, плагиоклаза, микроклина, кварца — в процессе их грейзенизации.

3. Если трещина, система трещин или зона, по которой прошли грейзенизирующие растворы, изменившие вмещающую породу, в дальнейшем не приоткрывались, все продукты изменения породообразующих минералов (слюда, флюорит, пирит и др.) остались в зоне грейзенизации. Так возникли грейзеновые поля, в которых вольфрамит и другие рудные минералы являются породообразующими минералами.

4. Если трещины в грейзеновых зонах, пропитанных растворами, приоткрывались, продукты грейзенизации боковых пород выносились в эти трещины и отлагались здесь в строго определенной последовательности: слюда, вольфрамит, флюорит, кварц, адуляр, альбит, сульфиды, карбонаты. На месторождениях Забайкалья и в других местах имеется масса жилок и прожилок, остановившихся на разных ступенях их развития — слюдяные, слюдяно-вольфрамитовые, слюдяно-флюоритовые и т. п.

5. Околожильные грейзены — это метасоматически измененные кислые, средние или основные магматические, метаморфические или осадочные породы *слюдяно-кварцевого* состава, нередко с флюоритом, топазом, альбитом, адуляром и другими силикатами и алюмосиликатами. Грейзены образуются из исходных боковых пород вследствие воздействия на них высококонцентрированных гидротермальных растворов, богатых калием, анионами — F, $[WO_4]$, $[PO_4]$, $[S_2]$, $[CO_3]$ и др.

Для околожильных грейзенов характерны явления собирательной перекристаллизации новообразованных минералов и связанная с этим сегрегация их вплоть до образования мономинеральных участков и обособлений слюды, топаза, кварца, калиевого полевого шпата, альбита и других минералов.

6. Формирование метасоматически-конкреционных кварц-вольфрамитовых жил есть процесс саморазвития единого, противоречивого в своей сущности постмагматического гидротермального раствора, находящегося в состоянии непрерывного взаимодействия со средой.

7. Ведущим механизмом в процессе метасоматического преобразования породообразующих минералов, перекристаллизации и сегрегации вновь возникших фаз, в растворении, выносе и переотложении их в жильных трещинах является жильное трещинообразование.

УКАЗАТЕЛЬ ЛИТЕРАТУРЫ

Авдонцев Н. А. Кукульбейские гранитоиды и основные черты их металлоносности (Восточное Забайкалье). — В кн.: Некоторые вопросы геологии азиат. части СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1959, с. 275—289.

Авидон В. П. Таблицы для пересчета весовых процентных содержаний окислов в атомные (ионные) количества. М., «Недра», 1968.

Андрусенко Н. И., Москалюк А. А. Опыты по гидротермальной обработке долеритов в связи с вопросами генезиса месторождений исландского шпата. — «Геохимия», 1966, № 9.

Антипов И. А. О нахождении редких металлов в топазовой породе из Адун-Чилона. — Зап. Минерал. о-ва, 1904, т. 41, вып. 1.

Арсеньев А. А., Буфф Л. С., Лейтес А. М. Геологическое строение Читинской области. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Артемьев Б. Н. Место вольфрама в мировой экономике и состояние вольфрамовой сырьевой базы. — Труды IV Всесоюз. геол. конфер. по цветным металлам. Вып. 5. М.—Л., ОНТИ, 1932.

Аскасинский В. В., Демин А. А. Геологическая служба в Забайкалье за 40 лет Советской власти. — Труды Читин. геол. упр., вып. 1. Чита, 1957.

Ассовский А. Н., Ассовская В. А. Антоновогорское месторождение вольфрамита. — В кн.: Месторождения редких и малых металлов СССР. Т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939.

Бадалов С. Т. О роли вмещающих пород в качестве возможного источника золота в эндогенных кварцево-золоторудных месторождениях. — В кн.: Минералогия и геохимия сульфидных месторождений Узбекистана. Ташкент, 1966.

Бакакин В. В., Белов Н. В. Кристаллохимия берилла. — «Геохимия», 1962, № 5, с. 420—433.

Бакакин В. В., Рылов Г. М., Белов Н. В. О корреляции химического состава и параметров элементарной ячейки бериллов. — Докл. АН СССР, 1967, т. 173, № 6, с. 1404—1407.

Барабанов А. В., Гончаров Г. Н. Спектрофотометрическое изучение бериллов Забайкалья. — В кн.: Минералогия и геохимия, вып. 4. Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1972.

Барабанов В. Ф. Стеллерит из Букукинского месторождения. — Докл. АН СССР, 1955, т. 100, № 1.

Барабанов В. Ф. Козалит из Букукинского месторождения. — Докл. АН СССР, 1957, т. 112, № 5.

Барабанов В. Ф. К вопросу о генезисе полевых шпатов в кварц-вольфрамитовых жилах Восточного Забайкалья. — Докл. АН СССР, 1958а, т. 121, № 3.

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

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

Барабанов В. Ф. Флюорит из Букукинского вольфрамитового месторождения (Восточное Забайкалье). — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1959а, ч. 88, вып. 2.

Барабанов В. Ф. К вопросу о генезисе топазовых жил Шерловой Горы. — В кн.: К минералогии постмагмат. процессов. Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1959б.

Барабанов В. Ф. Кварц из Букукинского вольфрамитового месторождения (Восточное Забайкалье). — Вестн. Ленингр. гос. ун-та, 1959в, № 12.

Барабанов В. Ф. К вопросу о генезисе серицит-жильбертитов и флюорита в кварц-вольфрамитовых жилах Восточного Забайкалья. — Тр. Ленингр. о-ва естествоиспытателей, 1959г, т. 70, вып. 1.

Барабанов В. Ф. Минералогия Букукинского и Белухинского вольфрамитовых месторождений (Восточное Забайкалье). Докт. дис. Л., 1959д.

Барабанов В. Ф. Серицит-жильбертиты из Букукинского месторождения. — Вестн. Ленингр. гос. ун-та, 1960а, № 6.

Барабанов В. Ф. К вопросу об определении состава вольфрамита по его удельному весу. — Вестн. Ленингр. гос. ун-та, 1960б, № 12.

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

Барабанов В. Ф. Минералогия вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. Букука—Белуха. Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1961. 360 с.

Барабанов В. Ф. К вопросу о генезисе вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. — Вестн. Ленингр. гос. ун-та, 1962, № 18.

Барабанов В. Ф. Пневматолиз и генезис кварц-вольфрамитовых жил Восточного Забайкалья. — В кн.: Конф. «Проблемы постмагмат. рудообразования с особым вниманием к геохимии рудных тел». Т. 2. Прага, Изд-во Чехословац. Акад. наук, 1965а.

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

Барабанов В. Ф. Минералогия и генезис кварц-вольфрамитовых жил Восточного Забайкалья. — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамит. месторождений. Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1965в.

Барабанов В. Ф. Висмутовая минерализация вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. — В кн.: Совещ. по минералогии, геохимии, генезису и возможностям комплекс. использования вольфрамит. месторождений СССР. Тезисы докл. Л., 1965г.

Барабанов В. Ф. Первое Всесоюзное совещание по минералогии, геохимии и генезису вольфрамитовых месторождений СССР. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1966, ч. 95, вып. 1.

Барабанов В. Ф. Геохимия, ее некоторые задачи и методы. — Вестн. Ленингр. гос. ун-та, 1967а, № 24.

Барабанов В. Ф. Минералогия и генезис вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамит. месторождений. Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1967б.

Барабанов В. Ф. О «лиллианите» из Букукинского вольфрамитового месторождения. — Там же, 1967в.

Барабанов В. Ф. Случай непосредственной зависимости состава микрожилки от минералов, ею пересекаемых. — Там же, 1967г.

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

Барабанов В. Ф. Геохимия вольфрама. — В кн.: 2-е совещ. по минералогии, геохимии, генезису и возможностям комплекс. использования вольфрам. месторождений СССР. Тезисы докл. Л., 1968б.

Барабанов В. Ф. Генезис гидротермальных жил и проблема источника минерального вещества жил. — Вестн. Ленингр. гос. ун-та, 1968в, № 24.

Барабанов В. Ф. Лекции по генетической минералогии. Т. 1. Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1969а.

Барабанов В. Ф. Второе Всесоюзное совещание по минералогии, геохимии, генезису и возможностям комплексного использования вольфрам. месторождений. — Вестн. Ленингр. гос. ун-та, 1969б, № 12.

Барабанов В. Ф. К геохимии вольфрама. — Вестн. Ленингр. гос. ун-та, 1970, № 6, с. 64—81.

Барабанов В. Ф. О поведении вольфрама в грейзеновом и скарновом процессах. — В кн.: III совещ. по минералогии, геохимии, генезису и комплекс. использованию вольфрам. месторождений. Тезисы докл. Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1971а.

Барабанов В. Ф. К геохимии вольфрама. — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрам. месторождений. Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1971б.

Барабанов В. Ф. Химизм русских вольфрамитов. — Вестн. Ленингр. гос. ун-та, 1972, № 24, с. 46—53.

Барабанов В. Ф., Гончаров Г. Н. К вопросу о зависимости спектров люминесценции флюорита от его генезиса. — Докл. АН СССР, 1967, т. 173, № 6.

Барабанов В. Ф., Клер М. М., Степанова С. М. Определение отражательной способности минералов на микрофотометре МФ-2. — Вестн. Ленингр. гос. ун-та, 1964, № 12.

Барабанов В. Ф., Муравьева Л. П., Клер М. М. Исследование микропримесей в пиритах из вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. — «Геохимия», 1964, № 11.

Барабанов В. Ф., Нгуен Ван Хоай. К вопросу об условиях образования калиевых полевых шпатов в кварц-вольфрамитовых жилах. — Вестн. Ленингр. гос. ун-та, 1974, № 6.

Барабанов В. Ф., Ступкина Л. О твердых включениях в топазах Шерловой Горы. — Вестн. Ленингр. гос. ун-та, 1955, № 10, с. 97—109.

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

Барабанов В. Ф., Цзоу Цзу-жун. К вопросу о генезисе кварц-вольфрамитовых тел 18 карьера Букукинского месторождения. — Вестн. Ленингр. гос. ун-та, 1958, № 24.

Барабанов В. Ф., Шафрановский И. И. Кристаллы кальцита из Букукинского и Белухинского вольфрамитовых месторождений. — Вестн. Ленингр. гос. ун-та, 1963, № 6.

Барнард А. Теоретические основы неорганической химии. М., «Мир», 1968.
Барсанов Г. П., Погоня Ю. Ф. Самородный висмут как геологический термометр. — Труды Минерал. музея АН СССР, 1949, вып. 1.
Барсуков В. Л. О формах переноса олова в гидротермальных растворах. — Докл. АН СССР, 1953, т. 93, № 6.
Басков Е. А. О роли подземных вод и рассолов в формировании рудных месторождений. — В кн.: Годичная сессия учен. совета ВСЕГЕИ. Тезисы докл. Л., 1966.
Бек В., Тейх Н. Волчец и шеелит из русских месторождений. — Горн. журн., 1869, № 7.
Белов Н. В. О «кислотной» функции лития. — Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1958, № 12, с. 39.
Белов Н. В. По поводу работы А. А. Беуса «О положении щелочных металлов в структуре берилла». — «Геохимия», 1959а, № 3.
Белов Н. В. Развернутые формулы берилла. — «Геохимия», 1959б, № 8.
Белов Н. В., Матвеева Р. Г. Определение параметров, структуры берилла методом частичных проекций. — Труды Ин-та кристаллографии АН СССР, 1951, т. 6, с. 69.
Бериллий в мезозойских гранитоидах Восточного Забайкалья. — «Геохимия», 1969, № 8, с. 952—963. Авт.: Л. В. Таусон, М. И. Кузьмин, В. С. Антипин, Л. Л. Петров.
Бесова М. В. Геология и минералогия Джидинского вольфрамового месторождения. — В кн.: Месторождения редких и малых металлов СССР. Т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939.
Бетехтин А. Г. О процессах формирования руд в жильных гидротермальных месторождениях. — В кн.: А. Г. Бетехтин и др. «Осн. проблемы в учении о магматог. рудных месторождениях». М., Изд-во АН СССР, 1955а.
Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. — Там же, 1955б.
Беус А. А. О положении щелочных металлов в структуре берилла. — «Геохимия», 1959а, № 3.
Беус А. А. О зависимости между содержанием лития, натрия и цезия в структуре берилла. — «Геохимия», 1959б, № 8.
Беус А. А. Метасоматическая зональность гранитов, с которыми связаны месторождения олова, вольфрама, бериллия и тантала. — В кн.: Конф. «Проблемы постмагмат. рудообразования с особым вниманием к геохимии рудных жил». Т. 2. Прага, Изд-во Чехословац. Акад. наук, 1965.
Боголепов В. Г. Роль текстурно-структурного фактора при установлении баланса вещества метасоматического минералообразования. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1967, ч. 96, вып. 1.
Болдырев А. К. Россыпи вольфрамовых, оловянных и висмутовых руд на Шерловой Горе. — Изв. Геолкома, 1928, т. 48, № 8.
Болдырев А. К., Луи Я. А. Разведка коренных месторождений руд вольфрама, олова, висмута и бериллия на Шерловой Горе (В. Забайкалье) и дополнительные данные разведки россыпей там же. — Горн. журн., 1929, № 8—9.
Болдырев А. К., Ляски Э. Я. Разделение русских фольфраматов железа и марганца на минералогические виды и связь состава природных вольфраматов с их чертой. — Зап. Всерос. минерал. о-ва, 1929, ч. 58, № 2.
Болдырева А. М. Химико-минералогическое исследование аквамариноносной глины с Шерловой Горы. — Зап. Всерос. минерал. о-ва, 1934, ч. 63, № 2.
Брызгалин О. В. Перенос и отложение вольфрама в скарноворудном процессе (на примере месторождения Тырны-Ауз). Автореф. канд. дис. М., изд. ГЕОХИ АН СССР, 1960.
Брызгалин О. В. Экспериментальные исследования в области генезиса эндогенных вольфрамовых месторождений. — В кн.: Геол. исследования в области повышенных давлений и температур. М., «Наука», 1965.
Булдаков И. В. Некоторые данные к изучению зависимости состава вольфрамитов от условий их образования. — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрам. месторождений. Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1971.
Вартанова Н. С., Завьялова И. В. Акцессорные минералы гранитоидов Восточного Забайкалья и их значение для корреляции. — В кн.: Акцессорн. минералы изверж. пород». М., «Наука», 1968, с. 164—170.
Василевский М. М. Пропилитизация и оруденение. Автореф. докт. дис. Л., 1968. (ВСЕГЕИ).
Василькова Н. Н., Соломкина С. Г. Типоморфные особенности флюорита и кварца. М., «Недра», 1965.
Веденеева Н. Е. Центры свечения и центры окраски дымчатого кварца. — Докл. АН СССР, 1948, т. 60, № 5.
Веденеева Н. Е., Ченцова Л. Г. К природе активаторов в решетке кварца. — Докл. АН СССР, 1952, т. 87, № 2.

Великий А. С. К вопросу о химическом влиянии вмещающих пород на рудоотложение. — Учен. зап. Ленингр. гос. ун-та, 1953, № 154. Сер. геол. наук, вып. 2.

Венедиктов С. Н. Некоторые данные об источнике кремнезема в гидротермальных растворах по результатам экспериментальных исследований.—Труды ВНИИП, 1958, т. 2, вып. 1.

Вернадский В. И. История минералов земной коры. Т. 1, вып. 1. Пг., 1923.

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

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

Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. М., Изд-во иностр. лит., 1953.

Гаврюченков Ф. Г., Шмураева Л. Я., Зорина М. Л. Исследование характера вхождения воды в вольфрамовые охры (Бом-Горхонское месторождение). — В кн.: Минералогия и геохимия, вып. 4. Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1972, с. 51—54.

Ганеев И. Г., Сечина Н. П. К геохимическим особенностям вольфрамитов. — «Геохимия», 1960, № 6.

Герасимов А. П. Очерк Нерчинского горного округа. Спб., изд. Кабинета, 1896.

Гиллер Я. Л. Таблицы межплоскостных расстояний. М., «Недра», 1966.

Гинзбург А. И. К вопросу о химическом составе берилла. — Труды Минерал. музея АН СССР, 1955, т. 7, с. 56—59.

Глаголева М. А. Закономерности изменения химического состава железомарганцевых конкреций в осадках северо-западной части Тихого океана. — Литология и полезные ископаемые, 1972, № 4, с. 40—49.

Гогунцов А. В. Исследование месторождений вольфрама и висмута на Шерловой Горе. — Изв. Геолкома, 1919, т. 37, № 1.

Готман Я. Д. О роли вмещающих пород при образовании магматогенных месторождений. — Изв. АН СССР, 1953, № 12.

Грейзены, жильный кварц и калишпаты. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1964. 307 с. Авт.: Г. Н. Щерба, В. Д. Гукова, А. В. Кудряшов, Н. П. Сенчило.

Григорьев Д. П. Онтогения минералов. Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1961. 284 с.

Григорьев И. Ф. Грейзены, их минералогические типы и условия образования. — Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, отд. геол., 1953, т. 27, вып. 1.

Григорьев И. Ф., Доломанова Е. И. Топаз из месторождений касситерито-кварцевой формации Забайкалья и его метасоматические изменения. — Труды Минерал. музея АН СССР, 1954, вып. 6.

Григорьев И. Ф., Доломанова Е. И. Геолого-минералогические особенности месторождений касситерито-кварцевой формации Восточного Забайкалья в контактах карбонатных пород и гранитов. — Труды Моск. геол.-развед. ин-та, 1955, т. 28.

Грим Р. Е. Минералогия глин. М., Изд-во иностр. лит., 1959.

Грум-Гржимайло С. В. Спектры кристаллов, содержащих ионы группы железа. — В кн.: Спектроскопия кристаллов. М., «Наука», 1966.

Денисенко В. К. О зависимости состава минералов изоморфного ряда ферберит — гюбнерит от парагенезиса. — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрам. месторождений. Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1971.

Дмитриевский В. С. К вопросу об изучении грейзенов Центрального Казахстана. — Труды Воронеж. гос. ун-та, 1948, т. 16, вып. 1.

Дмитриевский В. С. Классификация и геологические особенности грейзеновых тел Центрального Казахстана. — Докл. АН СССР, 1952, т. 84, № 4.

Докторович-Гребницкий С. А. Вольфрамовые месторождения Кукульбея. — Материалы по общ. и прикл. геологии, 1921, вып. 58. (Геол. комитет).

Доломанова Е. И. Оловянно-вольфрамовые месторождения Ингодинского рудного узла и их генетические особенности. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 23.

Дорфман М. Д. К вопросу об определении генезиса берилла. — Докл. АН СССР, 1952, т. 82, № 4.

Дроздов М. Д. Белухинское вольфрамитовое месторождение. — В кн.: Месторождения редких и малых металлов СССР. Т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939.

Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов (температуры и агрегатное состояние). Изд-во Харьков. гос. ун-та, 1950.

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

Ермолаев М. М. Основные геометрические и геохимические параметры земной коры. — Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1967, № 5.

Завьялова И. В. Акцессорные минералы Соктуйского массива. — «Геология и геофизика», 1964, № 6, с. 68—82.

Зорина Л. Д. О соотношении гранит-порфиров и порфировидных гранитов в Адун-Чилонском интрузиве. — Вестн. науч. информации Забайкальск. отд. Геогр. о-ва СССР, 1965, № 2, с. 21—25.

Зорина М. Л., Сырицо Л. Ф. ИК-спектры и структура вольфраматов. — Журн. прикл. спектроскопии, 1972, т. 16, № 6.

Иваницкий Т. В. К вопросу о влиянии вмещающих пород на процесс гидротермального рудоотложения. — Труды Геол. ин-та АН ГССР, 1953, т. 3.

Иванова Г. Ф. Геохимические условия образования вольфрамитовых месторождений (Восточное Забайкалье). Автореф. канд. дис. М., изд. Ин-та геохимии и аналит. химии им. В. И. Вернадского АН СССР, 1967.

Иванова Г. Ф. Геохимические условия образования вольфрамитовых месторождений, М., «Наука», 1972.

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

Иванова Г. Ф., Максимюк И. Е. Зависимость состава вольфрамитов от ряда геолого-минералогических и физико-химических факторов. — «Геохимия», 1971, № 9.

Иванова Г. Ф., Ходаковский И. Л. Об условиях образования минералов вольфрама и молибдена в гидротермальном процессе. — «Геохимия», 1969, № 4.

Изох Э. П. Связь оловянного и вольфрамового оруденения с интрузивами и закономерности его локализации на Дальнем Востоке. — В кн.: Генет. типы, условия образования и закономерности размещения месторождений олова и вольфрама. Владивосток, 1966.

Икоринкова Н. Ю. Кристаллографическое исследование кристаллов берилла Шерловой Горы. — Зап. Всерос. минерал. о-ва, 1939, ч. 68, № 4.

Ионин Н. В. Шерловогорское месторождение олова. — Труды IV Всесоюз. геол. конф. по цветным металлам. Вып. 5. М.—Л., ОНТИ, 1932.

Ионин Н. В. К дискуссии по Шерловой Горе. — «Разведка недр», 1933, № 13.

Казицын Ю. В. Околожильный метасоматоз и его значение в рудогенезисе. — В кн.: Годичн. сессия учен. совета ВСЕГЕИ. Тезисы докл. Л., 1966.

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

Каленов А. Д. Грейзены Восточной Монголии и некоторые особенности их генезиса. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, № 2.

Каленов А. Д. О явлениях околожильной серицитизации и окварцевания. — В кн.: «Материалы по геологии Монг. Нар. Респ.». М., Гостоптехиздат, 1963, с. 226—232.

Карамышев А. И. Забайкальские геогностические замечания. — Сиб. вестн., 1821, ч. 16.

Карякин А. Е. Вмещающие породы — источник материала для минералов хрустальных гнезд. — Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1955, т. 30, вып. 2.

Карякин А. Е. Об источнике кремнезема кварцевых жил и хрустальных Приполярного Урала. — Труды ВНИИП, 1958, т. 2, вып. 1.

Кириллов Г. И. Некоторые закономерности размещения рудных месторождений в верховьях рек Турга и Талангуй (Восточное Забайкалье). — Изв. АН СССР, сер. геол., 1968, № 12, с. 54—64.

Ковалев Г. А. Рентгенографическое исследование мелкой фракции шерловогорской глины, вмещающей аквамарины.—Зап. Всерос. минерал. о-ва, 1934, ч. 63, № 2.

Кованько М. Выписки из рапорта начальнику экспедиции для исследования Забайкальского края. — Горн. журн., 1850, ч. 1, № 2.

Козалиты из вольфрамитовых месторождений Забайкалья. — В кн.: 2-е совещ. по минералогии, геохимии, генезису и возможностям комплекс. использования вольфрам. месторождений СССР. Тезисы докл. Л., 1968. Авт.: В. Ф. Барабанов, Г. Н. Гончаров, В. М. Сендерова, Л. Я. Шмураева.

Кокшаров Н. Каталог русским топазам, хранящимся в музеуме Горного института в Санкт-Петербурге. Изд. Спб. минерал. о-ва, 1866.

Колонин Г. Р., Широносова Г. П. Условия образования минералов вольфрама и железа на основании термодинамических расчетов в электрохимической системе W—Fe—S—H_2O. — В кн.: Материалы по генет. и эксперим. минералогии. Т. 7. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 239—254.

Комаров П. В., Демидова Н. Г. О возрасте верхнемезозойских грейзенов Восточного Забайкалья. — Геология рудных месторождений, 1966, т. 8, № 4, с. 101—104.

Кононов О. В. Процессы молибдено-вольфрамового оруденения в скарнах Тырны-Аузского месторождения (Кабардино-Балкарская АССР). Автореф. канд. дис. Изд-во Моск. гос. ун-та, 1963.

Константинов Р. М. О грейзеновом типе оловянного оруденения в экзоконтактах гранитов и жил в Восточном Забайкалье. — Труды Моск. геол.-развед. ин-та, 1955, с. 28.

Коржинский Д. С. Жидкие включения как причина мнимой пелитизации полевых шпатов. — Докл. АН СССР, 1940, т. 29, № 2.

Коржинский Д. С. Метасоматическая зональность при околотрещинном метаморфизме жил. — Зап. Всерос. минерал. о-ва, 1946, ч. 75, вып. 4.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: А. Г. Бетехтин и др. Осн. проблемы в учении о магматог. рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Коржинский Д. С. Режим кислотности при послемагматических процессах.— В кн.: Проблемы генезиса руд. М., «Недра», 1964.

Коржинский Д. С. Математическая модель опережающей волны кислотности. — Докл. АН СССР, 1966, т. 170, № 2.

Корзухин И. А. Об оловянных и других месторождениях по Онону. — Изв. О-ва горн. инженеров, 1899, № 4.

Кормилицын В. С. Основные черты мезозойской металлогении Восточного Забайкалья. — «Сов. геология», 1959, № 11.

Кормилицын В. С. Мезозойские рудные формации Забайкалья (систематика и характеристика месторождений, закономерности их размещения и процессы рудообразования). Автореф. докт. дис. Л., 1969. (ВСЕГЕИ).

Корнетова В. А. Псевдоморфоза слюды по топазу в пегматитах Восточного Забайкалья. — Труды Минерал. музея АН СССР, 1954, вып. 6.

Костылева Е. Е. О формах разъедания кристаллов топаза из Монголии. — Изв. Рос. Акад. наук, 1919.

Крайнов С. Р. О геохимии фтора, вольфрама и германия в азотных термальных водах кристаллических пород. — «Геохимия», 1965, № 11, с. 1335—1345.

Кузьмин М. И. Закономерности распределения редких элементов в мезозойских гранитоидах центральной части Восточного Забайкалья. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1966. (Сиб. отд. АН СССР, Ин-т земной коры).

Кулагашев А. И. О магматогенных брекчиях Шерловой Горы и связанной с ними рудной минерализации. — В кн.: Геология и разведка месторождений полезных ископаемых Забайкалья. Чита, 1968, с. 69—71.

Кулибин А. Описание кряжа Адун-Чилона. — Горн. журн., 1829, ч. IV, № 10.

Куторга С. Естественная история земной коры. Спб., 1858.

Лазько Е. М. Роль пневматолиза в минералообразовании. — Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1951, № 5.

Лебедев Л. М. Современное образование сфалерита в производственных сооружениях Челекенского месторождения. — Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 4.

Лебедева О. Н. О явлениях грейзенизации в месторождениях олова, вольфрама, молибдена. Изв. Гл. упр. геол. фондов М-ва геологии, 1948, вып. 5.

Левашов Г. Б., Лаговская Е. А. О некоторых условиях вхождения вольфрама и молибдена в амфиболы. — Докл. АН СССР, 1971, № 1, с. 199—202.

Левашов Г. Б., Недашковский П. Г. Закономерности распределения вольфрама в некоторых гранитоидных массивах Дальнего Востока. — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрам. месторождений. Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1971.

Левицкий О. Д. Вольфрамовые месторождения Забайкалья. — В кн.: Месторождения редких и малых металлов СССР. Т. 2. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939.

Леммлейн Г. Г. Процесс залечивания трещины в кристалле и преобразование формы полостей вторичных жидких включений. — Докл. АН СССР, 1951, т. 78, № 4.

Леммлейн Г. Г. К теории залечивания трещин в кристалле и о равновесной форме отрицательного кристалла. — Докл. АН СССР, 1953, т. 89, № 2.

Леммлейн Г. Г. Исследования образования жидких включений в кристаллах. — В кн.: Вопр. геохимии и минералогии. М., Изд-во АН СССР, 1956.

Леммлейн Г. Г., Клевцов П. В. Физико-химический анализ жидких включений, содержащих кристаллики галита и сильвина. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1955, ч. 84, № 1.

Лесняк Р. В. Возраст и фазы юрского магматизма Шилка-Аргунского междуречья. — Зап. Забайкал. отд. Геогр. о-ва СССР, 1963, вып. 21, с. 179—183.

Лесняк Р. В. Структурное положение и возраст гранитных интрузий кукульбейского комплекса в Восточном Забайкалье. — «Геология и геофизика», 1965, № 11, с. 56—65.

Либман Э. П. Из истории добычи вольфрама в России. — «Цвет. металлы», 1939, № 12.

Литвинов В. Л. О соотношении показателей преломления и железистости биотитов (на примере мезозойских интрузий Восточного Забайкалья). — Минерал. сб. Львов. ун-та, 1966, № 20, вып. 1, с. 107—113.

Ловеринг Т. С. Об изменении пород как поисковом признаке. М., Изд-во иностр. лит., 1951.

Лукьянова Т. А. (Соседко). К природе примесей щелочных металлов (Li, Na, K, Rb, Cs) и воды в структуре берилла. Автореф. канд. дис. Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1966.

Ляликов Н. Н., Шлапп Л. Б. Образование нармонтита под действием бактерий. — Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 6, с. 1419—1422.

Максимюк И. Е., Власова Е. В. Исследование инфракрасных спектров поглощения касситеритов и вольфрамитов из месторождений различных генетических типов. — В кн.: Исследования в области рудной минералогии. М., «Недра», 1973.

Марфунин А. С., Минеева Р. М., Мрктчан А. Р., Нюссик Я. М., Федоров В. Е. Оптическая и мессбауэровская спектроскопия железа в породообразующих силикатах. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1967, № 10.

Мейстер А. К. Вольфрам. — В кн.: Естеств. производит. силы России. Т. IV, вып. 13. Пг., изд. КЕПС Акад. наук, 1917.

Мельникова К. М. О роли метасоматоза при формировании рудных жил Антоновогорского вольфрамового месторождения. — Изв. вузов. Цвет. металлургия, 1958, № 4.

Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Моисеенко Ф. С. Плотность горных пород и некоторые вопросы ее изучения. — «Геология и геофизика», № 8. Новосибирск, 1958.

Мясников В. С. Минералы скарнов Лангарского месторождения Средней Азии. М., Изд-во АН СССР, 1951.

Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Наковник Н. И. Грейзены. — В кн.: Изменен. околорудн. породы и их поиск. значение. М., Госгеолтехиздат, 1954.

Наковник Н. И. Определение количественного изменения вещества при гидротермальном метаморфизме. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1958, ч. 87, вып. 4.

Ненадкевич К. А. Висмутовые минералы Забайкалья. — Изв. Акад. наук, 1917, № 7, с. 447—454.

Николаев Н. С. Исследование системы WO_3—H_2O. — В кн.: Химия редких элементов, вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954.

Новиков Г. Н. Исследования в области химии хлоридов и оксихлоридов некоторых редких металлов при высоких температурах. Автореф. докт. дис. Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1965.

О верхнемезозойских гидротермальных циклах в Восточном Забайкалье в свете данных калий-аргонового и свинцово-изотопного методов. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1964, № 7, с. 3—11. Авт.: И. Н. Томсон, Р. М. Константинов, О. П. Полякова, И. Б. Иванов, А. Д. Есиков.

Озерский А. Очерк геологии, минеральных богатств и горного промысла Забайкалья. — Изд. Спб. минерал. о-ва, 1867.

Озеров К. Н. О роли вмещающих пород в локализации эпигенетических месторождений полезных ископаемых пневматолито-гидротермального генезиса. — Вестн. Ленингр. гос. ун-та, 1949, № 5.

Онтоев Д. О. Об условиях формирования некоторых рудных жил Букукинского месторождения. — Геология рудных месторождений, 1962, № 3.

Онтоев Д. О. Стадийность минерализации и зональность сульфидно-вольфрамитовых и силикатно-сульфидно-касситеритовых месторождений Забайкалья и особенности их генезиса. Автореф. докт. дис. М., 1972. (АН СССР, ИГЕМ).

Павлова И. Г. К вопросу о зависимости показателей преломления берилла от особенностей состава и условий его образования. — Докл. АН СССР, 1963, № 12, с. 385—388.

Пенчева Е. Н. Переход некоторых анионогенных микрокомпонентов из пород и минералов в гидротермальные растворы, взаимодействующие с ними. — Докл. Болг. Акад. наук, 1972, т. 25, № 10, с. 1399—1402.

Пикаев А. К. Вольфрам. — В кн.: Краткая хим. энциклопедия. Т. 1. М., «Сов. энциклопедия», 1961.

Плюснина И. И. Инфракрасные спектры поглощения берилла. — «Геохимия», 1964, № 1.

Покровский П. В. О некоторых закономерностях процессов околотрещинных изменений горных пород. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1954, ч. 83, вып. 3.

Покровский П. В., Еремеев С. П. Об одном из геохимических методов поисков вольфрамовых месторождений. — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамит. месторождений. Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1967.

Реутовский В. С. Полезные ископаемые Сибири. Ч. I и II. Спб., 1905.

Рехарский В. И. Инверсионность накопления U, W, Mo и Cu в магматических дифференциатах и послемагматических растворах. — В кн.: «Очерки геохимии отдельных элементов». М., «Наука», 1973, с. 130—147.

Римская-Корсакова О. М., Саханенок В. В., Кулик Н. А. Лянгарское молибдено-вольфрамовое месторождение. — Вестн. ЛГУ, 1959, № 6.

Римская-Корсакова О. М., Троянов М. Д. Новые данные о тунгстените. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1956, ч. 85, вып. 3.

Роль литогенезиса, магматизма и метаморфизма в формировании рудных полей Дальнего Востока. — В кн.: Генет. типы, условия образования и закономерности размещения месторождений олова и вольфрама. Владивосток, 1966. Авт.: И. Н. Говоров, В. Г. Моисеенко, М. А. Михайлов, П. Г. Недашковский.

Романович И. Ф. Возможный генезис околожильных изменений кварцевых жил Новой Земли. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1958, № 3.

Романович И. Ф. Расчеты изменения объемов при метасоматозе. — Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, отд. геол., 1964, т. 39, № 3.

Романович И. Ф. Об изменении объемов при метасоматозе. — Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, отд. геол., 1966, т. 41, № 1, с. 143—153.

Руб М. Г. Грейзены юго-западного Приморья и их генезис. — Вопр. геологии и геохимии гранитных пород, вып. 5. Изд-во АН СССР, 1957.

Рудник В. А. О балансе вещества при метасоматических процессах. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1965, № 2.

Рудник В. А. Методы определения количественного изменения вещества при метасоматозе. — В кн.: Метасомат. изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., «Недра», 1966.

Рыженко Б. Н. Ионные равновесия в условиях гидротермального процесса. — В кн.: Геохим. исследования в области повышенных давлений и температур. М., «Наука», 1965.

Саранчина Г. М. Федоровский метод. Изд-во Ленингр. ун-та, 1963.

Саркисян Г. А. Роль вмещающих пород при метасоматизме и зональность его продуктов на примере золоторудных месторождений. — В кн.: Метасомат. изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., «Недра», 1966.

Сахоненок В. В. К минералогии магнезиальных скарнов Лянгарского месторождения. — В кн.: Минералогия и геохимия, вып. 2. Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1967.

Сахоненок В. В., Римская-Корсакова О. М. Об изменении формы кристаллов граната в процессе роста. — В кн.: Минералогия и геохимия, вып. 1. Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1964.

Сизых В. И. Минералого-геохимическая характеристика Бом-Горхонского вольфрамового месторождения (Западное Забайкалье). — В кн.: III совещ. по минералогии, геохимии и комплекс. использованию вольфрам. месторождений СССР. Тезисы докл. Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1971.

Сизых В. И. Сравнительная характеристика условий формирования Бом-Горхонского и Джидинского вольфрамовых месторождений. — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрам. месторождений. Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1971.

Сизых В. И. и др. Петрология Бом-Горхонского гранитного массива (Зап. Забайкалье). — Зап. Забайкал. филиала Геогр. о-ва СССР. Чита, 1966.

Смирнов С. С. Об олово-вольфрамовом оруденении Востока СССР. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1945, № 6.

Смирнова В. С. Состав вмещающих пород и их влияние на процессы слюдообразования в гранитных пегматитах беломорского комплекса архея. — В кн.: Проблема осадочной геологии докембрия. Вып. 1. М., «Недра», 1966.

Смит Ф. Г. Обзор физико-химических свойств надкритических флюидов. — В кн.: Эксперимент. исследования в области петрологии и рудообразования. М., Изд-во иностр. лит., 1954.

Смольянинов Н. А. Минералогические работы. — Труды Ин-та геол. наук, 1940, вып. 53.

Смольянинова Н. Н., Сендерова В. М. Ферритунгстит из Акчатау (Казахстан). — В кн.: Новые данные о минералах СССР, вып. 21. М., «Наука», 1972.

Соколова Е. П. О рентгенометрическом изучении минералов группы слюды.— В кн.: Рентгенография минерал. сырья, сб. 5. М., «Недра», 1966.

Соседко Т. А. Изменение структуры и свойств в бериллах с повышенным содержанием щелочей. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1957, ч. 86, с. 495.

Соседко Т. А., Франк-Каменецкий В. А. По поводу структурного типоморфизма щелочных бериллов. — Минерал. сб. Львов. гос. ун-та, 1972, № 26, вып. 2, с. 159—170.

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

Строкова Г. С. Вольфрамит из Барун-Шивеинского месторождения (Восточное Забайкалье) и некоторые вопросы зависимости удельного веса от химического состава. — В кн.: Вопр. генезиса и закономерности размещения эндоген, месторождений. М., «Наука», 1966.

Строна П. А. К вопросу об источниках низкотемпературного гидротермального оруденения в Восточном Забайкалье. — Геология рудных месторождений, 1962, № 4.

Структура, рудопроявления и условия образования Шерловогорского гранит-

ного интрузива. — Геология рудных месторождений, 1961, № 6, с. 41—53. Авт.: В. В. Аристов, М. Г. Петрова, Б. Н. Королева, П. Т. Белов, В. А. Гущин.

Студеникова З. В. К геохимии вольфрама и молибдена. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геол., проблема 1. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 178.

Студеникова З. В., Глинкина М. И., Корнилова К. И. К геохимии вольфрама и молибдена. — В кн.: Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геологов, проблема 1. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Сущинский П. П. Из летних поездок по Забайкалью. — «Природа», 1916а, с. 931—938.

Сущинский П. П. О ходе работ по исследованию месторождений цветных камней на Шерловой Горе и вольфрамита Харанор в Забайкалье. — Геол. вестн., II, № 3. Пг., 1916б.

Сущинский П. П. Очерк месторождений вольфрамовых и оловянных руд в России. — Материалы для изучения естеств. производит. сил России, № 5, Пг., 1916в.

Сущинский П. П. Заметка о геологическом строении и минералах Шерловой Горы в Забайкальской области. — Изв. Акад. наук. Пг., 1917а.

Сущинский П. П. Заметка о геологическом строении некоторых новых месторождений вольфрамита в Южном Забайкалье. — Изв. Акад. наук, 1917б, № 8, с. 567—590.

Сущинский П. П. Предварительный отчет о поездке в Южное Забайкалье для изучения месторождений цветных камней и вольфрамита. — Труды Геол. и минерал. музея им. Петра I, 1915, т. 1, вып. 2. Пг., 1918.

Сущинский П. П. Очерк месторождений цветных камней Юго-Восточного Забайкалья. — Труды Ин-та прикл. минералогии и петрографии, 1925, вып. 16.

Сущинский П. П. Аквамарин с Шерловой Горы в Забайкальской области.— Изв. Донск. политехн. ин-та, т. X. Новочеркасск, 1926.

Сырицо Л. Ф. Вольфрамовая минерализация одного из редкометальных месторождений Забайкалья. — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамит. месторождений. Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1967.

Сырицо Л. Ф., Иванова Н. А. К вопросу об определении состава вольфрамита по его твердости. — Вестн. ЛГУ, сер. геол. и геогр., 1963, вып. 4, № 24.

Таскин А. Геогностическое описание долины Онон-Борзинской. — Горн. журн., 1829, ч. III, № 7—8.

Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Таусон Л. В., Антипин В. С., Коваль П. В., Козлов В. Д., Кузнецова А. И., Шеремет Е. М. Вольфрам в мезозойских гранитоидах Забайкалья. — Ежегодник Ин-та геохимии Сиб. отд. АН СССР. Новосибирск, «Наука», 1972.

Тетяев М. М. Вольфрамовые и оловянные месторождения Онон-Борзинского района Забайкальской области. — Труды Геол. комитета, 1918, вып. 32.

Тетяев М. М. Типы русских вольфрамовых руд и их взаимоотношение. — Материалы по общ. и прикл. геологии, 1926, вып. 34.

Титов В. Заметки о месторождениях цветных камней и соляных озерах Нерчинского округа. — Горн. журн., ч. II, кн. 6. Спб., 1855.

Трегер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Ушаков Н. Д., Троянов М. Д., Лиценмайер Н. В. Некоторые сведения о находке шеелита в гидротермально измененных магматических, осадочно-метаморфических и других породах. — «Сов. геология», 1956, № 53.

Фекличев В. Г. О химическом составе минералов группы берилла, характере изоморфизма и положении в кристаллической структуре главнейших примесей. — «Геохимия», 1963, № 4, с. 391—401.

Фекличев В. Г. Берилл. М., Изд-во АН СССР, 1964.

Феофилов П. П. Некоторые вопросы спектроскопии редкоземельных ионов в кристаллах. — В кн.: Спектроскопия кристаллов. М., «Наука», 1966, с. 87—98.

Ферсман А. Е. К вопросу о добыче вольфрамовых руд в России. — Труды Комис. сырья, вып. 1. Пг., 1916.

Ферсман А. Е. Драгоценные и цветные камни СССР. Т. II. Л., Изд-во АН СССР, 1925.

Ферсман А. Е. Пегматиты. Т. I. Изд. 3-е. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940. 712 с.

Франк-Каменецкий В. А. По поводу дискуссии о положении щелочных металлов в структуре берилла. — «Геохимия», 1958, № 7.

Франк-Каменецкий В. А., Соседко Т. А. О характере изоморфизма в щелочных бериллах. — Докл. АН СССР, 1958, т. 118, с. 815—817.

Хасин Р. А. О зональности изоморфного ряда ферберит-гюбнерит вольфрамовых месторождений. — Докл. АН СССР, 1949, т. 64, № 1.

Холмов Г. В. Результаты минералого-петрографической съемки Шерловогорского вольфрамитового месторождения летом 1928 г. — Изв. Геол. ком., 1929, т. 48, № 10.

Хренов П. М. Об одном случае литологического контроля вольфрамового оруденения. — Докл. АН СССР, 1955, т. 100, № 5.

Христофоров Б. С. О механизме образования ферритунгстита. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1955, сер. 2, ч. 84, вып. 1.

Цветков А. И., Вальяшихина Е. П. О гидратации и окислении слюд. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1956а, № 5.

Цветков А. И., Вальяшихина Е. П. Материалы по термическому исследованию минералов. М., Изд-во АН СССР, 1956б.

Чайковский С. А. Явления перегрева жидких включений в минералах. — Докл. АН СССР, 1951, т. 76, № 3.

Четырбоцкая И. И. Вольфрамит как индикатор и новый источник танталового сырья. М., «Недра», 1972.

Чирвинский П. Н. Средний химический состав главных минералов изверженных, метаморфических и осадочных пород. Изд-во Харьковск. гос. ун-та, 1953.

Чистякова М. Б. Натроярозит с Шерловой Горы в Вост. Забайкалье. — Труды Минерал. музея АН СССР, 1959, вып. 9.

Чистякова М. Б. Берилл и баццит из хрусталеносных полостей гранитных пегматитов Казахстана. — Труды Минерал. музея АН СССР, 1968, вып. 18, с. 140—153.

Чичинадзе А. Д. Металлогения Горной Рачи и Сванетии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1945. (Труды СОПС АН СССР).

Чухров Ф. В. Цинксодержащий олигонит из Шерловой Горы. — Докл. АН СССР, 1960, т. 138, № 2.

Шафрановский И. И. Природные формы растворения топазов. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1950, т. 79, № 1.

Шерстюк А. И. О влиянии изоморфных примесей в берилле на его показатели преломления. — Науч. докл. высшей школы. Геол.-геогр. науки, 1958, № 2.

Шефталь Н. Н. Генезис пьезокварцевых месторождений в связи с данными искусственного выращивания кварца. — В кн.: Вопр. геохимии и минералогии. М., Изд-во АН СССР, 1956.

Шперк Ф. Россия Дальнего Востока. — Зап. Рос. геогр. о-ва, т. XIV. Спб., 1885.

Шталь Н. В. Магматизм. — В кн.: Геол. строение СССР. Т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1958а.

Шталь Н. В. Забайкалье. — В кн.: Геол. строение СССР. Магматизм. Т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1958б.

Штемпрок М. Генетические проблемы оловянно-вольфрамово-молибденовых месторождений Восточных Рудных гор. — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамит. месторождений. Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1967.

Шутлив Ф. А. Геология и металлогения Восточного Забайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Щеглов А. Д. О низкотемпературных месторождениях вольфрама в Забайкалье. — Труды Читин. геол. упр., вып. 2. Чита, 1958.

Щеглов А. Д. О некоторых особенностях формирования ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений Забайкалья. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1959, ч. 88, вып. 1.

Щеглов А. Д. О некоторых особенностях формирования гидротермальных месторождений. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1963, ч. 92, вып. 5.

Щерба Г. Н. Заметки о грейзенах Казахстана. — Изв. Ан КазССР, сер. геол., 1949, № 70, вып. 11.

Щерба Г. Н. Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960. 381 с.

Щерба Г. Н. Грейзеновые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 378—442.

Щерба Г. Н., Степанов В. В., Мухля К. А. Месторождения редких металлов. — В кн.: Геология и металлогения Успенской тект. зоны (Центр. Казахстан). Т. 2. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1967, с. 167—304.

Щербаков Д. И. Новое о происхождении гидротермальных месторождений. — В кн.: За тесную связь геол. науки с производством. М., «Знание», 1966.

Щукарев С. А., Василькова И. В., Новиков Г. И. Определение теплот образования хлорпроизводных шестивалентного вольфрама. — Журн. неорг. химии, 1958, т. III, вып. 12.

Эволюция формы кристаллов флюорита в рудных жилах Букукинского месторождения. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1963, ч. 92, вып. 3. Авт.: В. Ф. Барабанов, Г. Н. Гончаров, Л. Я. Крылова, М. Б. Рафальсон.

Элементы-примеси в касситеритах и микроминералах Ti, W, Cr. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1972, № 1, с. 140—146. Авт.: Г. А. Осипова, Л. И. Азарова, Л. А. Бутенко, Т. В. Ланкова.

Ясюкевич С. М., Чумарев В. Я. К вопросу о добыче олова из шерловогорских россыпей. — Сб. трудов Моск. ин-та цвет. металлов и золота, 1936, № 3.

Akella J. Calculation of material transport in some metasomatic processes. — Neues Jb. Mineral. Abhandl., 1966, Bd. 104, № 3, S. 316—329.

Almeida Sampaio Filho H. de., Sighinolfi G. P., Galli E. Contribution to the crystal chemistry of beryll. — Contrib. Min. a. Petrol., 1973, vol. 38, p. 279—290.

Barabanov V. F. Nature of greisenisation process in wallrock zone and formation of metasomatic concretionary veins of greisen type. — Intern. Geol. Rev., 1966, vol. 8, № 7, p. 770—782. (Publ. Amer. Geol. Inst.).

Barabanov V. F. Mineralogie und Genese der Wolframitlagerstätten in Transbaikalien. — Freiberger Forschungshefte, C. 230. Leipzig, 1968, S. 295—303.

Barabanov V. F. Die Genese hydrothermaler Gänge und das Problem der Herkunft ihres mineralischen Stoffbestands. — Zs. angew. Geol. Berlin, Akademie-Verlag, 1969.

Barabanov V. F. Geochemistry of tungsten. — Intern. Geol. Rev., 1970a, vol. 13, № 3.

Barabanov V. F. A case of straight relationship between the mineral composition of a veinlet in granodioritic and minerals it has intersected. — Geol. Surv. Canada. Dep. of Energy, Mines and Resources list of translations in the Liberary of Canada, № 1. Complied by Zilliom Swirsky. Paper 70—62, 1970b.

Barabanov V. F. The genesis of hydrothermal veins and the problem of the source of the mineral substance in the veins. — Geol. Surv. Canada. Dep. of Energy, Mines and Resources list of translations in the Library of Canada, № 1. Complied by Zilliom Swirsky. Paper 70—62, 1970b.

Barabanov V. F. Genesis of hydrothermal veins and the problem of the source of their mineral substance. — Proceedings of the Ima-Iagod Meetings'70. Joined Symposium Volume. Spec. Issue, № 2, Soc. Min. Geol. of Japan, 1971.

Beaumont E. de. Note sur les émination volcaniques et métallifère. Paris, 1846—1847.

Bergerhoff G., Nowacki W. Über die Kristallstruktur des Bazzits und ihre Beziehungen zu der des Berill. — Schweiz. Min., Petr. Mitt., 1955, Bd. 35, S. 410.

Bernas B. A new method for decomposition and comprehensive analysis of silicates by atomic absorption spectrometry. — Anal. Chem., 1968, vol. 40, p. 1682—1686.

Bourguigon P. Tungstite de Nzombea (Le Congo de Belgique). — Ann. Soc. Geol. Belg., 1953, vol. 76, № 1, Bull. № 4—7.

Boyl R. L. The geochemistry and origin of the gold bearing quartz and lenses of the Yellow-Knife Greenstone Belt. — Econ. Geol., 1955, vol. 1—2, p. 51—67.

Bragg W. L., West J. The structure of beryll, $Be_3Al_2Si_6O_{18}$. — Proc. Roy. Soc. (London), Ser. A, 1962, vol. 111, p. 691—714.

Cameron E. N., Rowe R. B., Weiss P. L. Fluid inclusions in beryl and quartz from pegmatites of the Middltown Distr. Conn. — Amer. Min., 1953, vol. 38, № 3—4.

Chadwick L. G., Bradford E. F. — Proc. Pacific Sci. Congr. (Ninth Congr., 1957), 1961, vol. 12, p. 378—398.

Chandhari M. W. A study of zoned beryllfrom. Rajasthan. — Norsk geologisk tidsskrift, 1971, vol. 51, № 2, p. 187—190.

Chayes F. Relations between composition and indices of refraction in natural plagioclase. — Amer. Journ. Sci., 1952, Bowen vol., p. 85.

Davis P. J., Smith G. W. Ittrotungstite. — Min. Mag., 1971, vol. 38.

Dekate Y. G. 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, 1966.

Gibbs G. V., Breck D. W., Meagher E. P. Structural refinement of hidrons and anhidrons synthetic beryl $Al_2(Be_3Si_6)O_{18}$ and emerald $Al(Be_3Si_6)O_{18}$. — Lithos, 1968, vol. 1, p. 275—285.

Goldschmidt V. M. Kristallographische Winkeltabellen. Berlin, 1897.

Gresens R. G. Composition-volum relationships of metasomatism. — Chem. Geol., 1967, vol. 2, № 1.

Gründer W., Pätzold H., Strunz H. Sb_2O_4 als Mineral (Cervantit). Berlin, 1962.

Gundlach H. Transport- und Abscheidungsbedingungen von Wolframerzen aus Wässrigenlösungen. — Pegmatitische Lagerstätten und ihre wirtschaftliche Bedeutung, H. 19. Clausthal—Zellerfeld, 1967.

Hall A., Walsh J. N. The beryls of the Rosses district, Donegal. — Min. Mag., 1971, vol. 38, № 295, p. 328—334.

Hamaguchi H., Nakai T., Ideno E. Determination of tungsten in rocks and meteorites by neutron activation. — Chem. Abstr., 1962, vol. 56.

Hevesy G., Hobbie R. Die Ermittlung des Molybdän- und Wolframgehaltes von Gesteinen. — Zs. anorg. und algem. Chem., 1933, Bd. 212.
Huk Chr. Über die Wolframhexaflorid Berichte. — Zs. anorg. Chem., 1905, Bd. 38.
Itsicson G. V. Source of alcaline metals in the course of development of tinbearing deposits of sulphide-cassiterite formation. — Sympos. Probl. Postmagmat. Ore Deposit, vol. I, appendix. Prague, 1963.
Jeffery P. G. The geochemistry of tungsten with special reference to the rock of the Uganda Protectorate. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1959, vol. 16.
Kotoyo T. K. Relation between lattice constant and chemical components in wolframite series. — Journ. Japan Assoc. Mineral., 1957, vol. 41, № 1.
Krauskopf K. B. Tungsten (Wolfram). Berlin—Heidelberg, Springer-Verlag, 1970. — In: Handbook of Geochemistry. Vol. 2.
Kuroda R. Geochemical investigations on the granite rocks. V. Distribution of tungsten in the granite rocks of Japan. — Nippen Kagaku Zasshi, 1956, vol. 77.
Landergren S. On the geochemistry of Swedish iron ores and associated rocks. — Sveriges geol. Undersöku, Ser. C. Avhandl. och Uppsat, 1948, № 496, Arsbok, 42, № 5.
Leutwein F. Die Wolframitgruppe (Mineralogisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen). — Freiberger Forschungshefte, 1951, № 8.
Leutwein F. Die Zusammensetzung der Wolframite und ihre lagerstättenkundliche Bedeutung. — Acta geol., t. 1, Acad. schient. Budapest, Hungarica, 1952.
Nassau K., Wood D. L. An examination of red beryl from Utah. — Amer. Min., 1968, vol. 53, № 5—6, p. 801—806.
Noddack I., Noddack W. Die Häufigkeit der chemischen Elemente. — Naturwiss. Jb., 1930, Bd. 18, H. 35.
Oftedal I. Lithium contents of Norwegian beryls. — Norsk geologisk tidsskrift, 1970, vol. 50, № 3, p. 245—247.
Penfield, Minor. On the chemical composition and related physical properties of topaz. — Amer. Journ. Sci., 1894, t. 47.
Povondra P., Langer K. A note on the miscibility of magnesiacordierite and beryl. — Min. Mag., 1971, vol. 38, № 296, 523—526.
Pratt R. Nicel. — Austral. Mineral Jud. Rev., 1965. Canberra, 1966.
Radcliff D. Cell constants of Birch Portage beryll, Saskatchewan. — Can. Min., 1969, vol. 10, p. 104—105.
Radcliff D., Bailey A. C. Jr. Beryll from the Oxford Mine, Troup Country, Georgia. — Amer. Min., 1972, vol. 57, p. 272—276.
Richter D. H., Reichen L. E., Lemmon D. M. New data on ferritungstite from Nevada. — Amer. Min., 1957, vol. 42, № 1—2.
Rudd D. W., Lias N. C. Recent advances in synthetic quartz production. — Chem. Eng. Progr. Sympos. Ser., 1967, vol. 63, № 76.
Ruff O. Über die Wolframhexaflorid Berichte. — Zs. anorg. Chem., 1905, Bd. 38.
Sahoma G., Knorring O., Lehtinen M. Cerotungstite a cerian analogue of yttrotungstite, from Uganda. — Bul. Geol. Soc. Finland, 1970, № 42.
Salje E. Lattice dinamics of WO_4- and WO_6-complexes in some tungsten-compounds. — In: Premier Congress European de Cristallographie. Bordeaux, 5—8 Septembre 1973.
Sandberger. Studien über Erzgänge. Bd. 1—2. Wiesbaden, 1882—1885.
Sandell E. B. Abundance of tungsten in igneous rocks. — Amer. Journ. Sci., 1946, vol. 244, № 9.
Sighinolfi G. P. Determination of some major and trace elements in new standart rock samples by atomic absorption spectroscopy routine analysis. — Atti. Soc. Toscana Sci. Nat., Mem., Ser. A., 1969, № 76, p. 312—325.
Schaller W. T., Stevens R. E., Jahns R. H. An usual beryll from Arizona. — Amer. Min., 1962, vol. 47, p. 672—699.
Staatz M. H., Griffitz W. R., Barnett P. R. Differences in the minor element composition of beryll in various environments. — Amer. Min., 1965, vol. 50, № 10, p. 1783—1795.
Tzschorn G. Zur Mineralogie der Topasgänge der Scherlberge (Osttransbaikalien). — Geologie, Jahrgang 12, H. 3, S. 283—311. Berlin, 1963.
Van Tassel R. Ferritungstite et meymacite de Meymac France et d'Afrique Centrale. — Bul. Soc. Belg. geol., 1961, t. 70.
Vorma A., Sahama Th. G., Haapala I. Alkali position in the beryll structure. — C. R. Soc. Geol. Finl., 1965, vol. 38, p. 119—129.
Watters W. A. Zoned blue beryl from the Canaan area Pikikizuna Range, Nelson. — N. Z. J. Geol. a. Geophys., 1963, vol. 6, № 5, p. 705—713.
Wood D. L., Nassau K. The characterization of beryll and emerald by visible and infrared absorption spectroscopy. — Amer. Min., 1968, vol. 53, p. 777—800.
Wickersheim K. A., Buchanan R. A. The near infrared spectrum of beryll. — Amer. Min., 1959, vol. 44, p. 440—445.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 5
Введение 7

ЧАСТЬ I

ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ. КУКУЛЬБЕЙ

Глава I. **Большой Соктуй. Антонова Гора** 10

1. История исследования . . . . . —
2. Краткий геолого-петрографический очерк 12
3. Рудопроявление Арбуй (Олданда) 19
4. Кварцевые жилы: 22
Жила № 1 (23). Жила № 2 (25). Жила № 80а (26). Жилы залегающие в сланцах (28). Околожильные изменения вмещающих пород (29) . .
5. Поздние кварц-флюоритовые жилы и зоны дробления рудных жил . . 32
Изменение вмещающих пород возле поздних жил и зон нарушений (33)
6. Минералы вольфрамитоносных жил 34
Кварц (34). Флюорит (36). Берилл (40). Светлые слюды (40). Гидрослюды (41). Каолин (42). Монтмориллонит (42). Гипс (43). Кальцит (43). Вольфрамит (44). Пирит (49). Сфалерит (50). Халькопирит (52). Молибденит (52) . . . . . .

Глава II. **Малый Соктуй** 53

Краткое описание минералов 55
Кварц (55). Топаз (56). Флюорит (56). Вольфрамит (57). Пирит (57).

ЧАСТЬ II

ЦЕНТРАЛЬНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ. РАЙОН АГИНСКОГО ПАЛЕОЗОЙСКОГО ПОЛЯ

Глава I. **Краткий историко-геологический очерк Агинского поля** . . . 58

Глава II. **Шерловая Гора** 63

1. Краткая история освоения . . . . . —
2. Краткий геологический очерк 67
3. Кварц-топаз-ферберитовые жилы 81
Кварц (82). Вольфрамит (83). Топаз (86). Аквамарин (94). Флюорит (116).

Глава III. **Дедова Гора. Малый Ангатуй** 120

1. Краткий геолого-петрографический очерк . . . . . —
Дедова Гора (122). Околожильные изменения гранитов (124). Малый Ангатуй (135). . . . . .
2. Минералы вольфрамитоносных жил Дедовой Горы 138
Кварц (138). Гранат (139). Апатит (142). Вольфрамит (142). Касситерит (145). Сульфиды (145). Скородит (146).

Глава IV. **Барун-Шивея** 151

1. История исследования . . . . . —
2. Геолого-петрографический очерк 153
3. Характеристика рудного тела 154
   Кварц (155). Кальцит (157). Эпидот. Полевые штапы (157). Серицит (158). Хлорит (158). Неизвестный минерал (158). Ферберит (159). Антимонит (163). Киноварь (164). Пирит (165). Лимонит (166). Сера (166). Малахит (166). Вторичные сурьмяные минералы, развивающиеся по антимониту (166). 172
4. Несколько замечаний о генезисе 173

ЧАСТЬ III

ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Глава I. **Куналей. Молодежное. Шумиловка** 174

1. История исследования 175
2. Геологический очерк 177
3. Краткая характеристика степени изученности 178
4. Минералогия Куналейского месторождения 198
   Кварц (178). Серицит-жильбертит (180). Полевые шпаты (183). Кальцит. Анкерит (186). Флюорит (187). Апатит (188). Вольфрамит (189). Шеелит (190). Измененный висмутин (192). Козалит (194). Арсенопирит (196). Молибденит (196). Халькопирит. Пирит (197). Околожильные изменения вмещающих пород (197). Несколько замечаний о генезисе месторождения (198). 208
5. Месторождение Молодежное 213
   Краткий геолого-петрографический очерк (200). Диорит-порфир (202). Дайки керсантита (203). Кварц-полевошпатовая жила № 5 (203). Кварц-вольфрамитовые жилы (204).
6. Рудное поле Шумиловского месторождения . . . . . —
   Результаты шлихового опробования (212).

Глава II. **Бом-Горхон** 217

1. Краткий геолого-петрографический очерк 224
2. Минералого-петрографическое описание грейзенов юго-западного участка . 240
   Тип. А. Околожильные грейзены (218).
   Тип. Б. Грейзеновые тела с высокой степенью сегрегации составляющих их минералов (223).
3. Минералогия жильных и грейзеновых образований юго-западного участка
   Кварц (224). Вольфрамит (225). Мусковит (227). Висмутовый блеск (232). Козалит (233). Пирит (234). Сфалерит (235). Флюорит (236). Полевые шпаты (238). Шеелит (239). Кальцит (239). Апатит (239).
4. Количественно-минералогическое изучение околожильной грейзенизации
   Изменение состава исходных пород при грейзенизации (242).

ЧАСТЬ IV

ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Глава I. **Типоморфизм минералов как объективный критерий генезиса кварц-вольфрамитовых жил** 252

Глава II. **Геохимия вольфрама** 264

Глава III. **Боковые породы как важнейший источник минерального вещества жил** 291

Глава IV. **Состав вольфрамитов как показатель химизма среды минералообразования** 301

Глава V. **Жильное трещинообразование и его роль в формировании грейзенов и жил** 321

Глава VI. **Типоморфные особенности жильных минералов как показатель режима трещинообразования** 340

Выводы 346
Указатель литературы 347

3 р. 45 к.

1458