

ПРОИСХОЖДЕНИЕ КВАРЦ-ФЛЮОРИТОВОЙ ЗАЛЕЖИ С НИЗКИМ СОДЕРЖАНИЕМ БЕРИЛЛИЯ НА ЕРМАКОВСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ БОГАТЫХ F-Be РУД

Л.Б. Дамдинова, Ф.Г. Рейф

Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, ба, Россия

Комплексом геологических, минералогических, петрографических методов, термометрией и микроанализом флюидных включений выявлены особенности строения и условий формирования специфического рудного тела (XII зона) Ермаковского F-Be месторождения, которое по содержанию флюорита аналогично другим рудным телам месторождения (28.7 и 24.6 % CaF₂ соответственно), но отличается от них самым низким средним содержанием бериллия (около 0.1 % BeO против 1.19 %). Установлено, что оно, в отличие от богатых апокарбонатных руд, сформировалось при ведущей роли процессов выполнения полостей, а не замещения вмещающих пород, которые в данном случае имеют алюмосиликатный состав (сиениты, сланцы). Кальций, необходимый для образования флюорита, привносился умеренно солеными (11.5—12.5 мас.% экв. NaCl) растворами с высоким содержанием F (≥0.3 моль/кг раствора), вероятнее всего, в виде комплексов типа Na₂CaF₄, Ca₂Cl₃F. Отложение флюорита происходило в интервале температур от ≥430 до 250 °C в результате охлаждения растворов. Микроанализ флюидных включений показал, что по концентрации Be растворы рассматриваемой XII рудной зоны сопоставимы с околонейтральными и щелочными растворами, сформировавшими богатые апокарбонатные руды месторождения, но обладали повышенной кислотностью (pH ≈ 4 при 350 °C). Охлаждение таких растворов до 100 °C не сопровождается уменьшением растворимости доминирующих в них фторокомплексов Be, чем и обусловлено низкое содержание BeO в рудном теле XII рудной зоны.

Оруденение, бериллий, рудообразующие растворы, флюидные включения, термометрия, микроанализ, Ермаковское месторождение.

THE ORIGIN OF LOW-Be QUARTZ-FLUORITE FIELD AT THE ERMAKOVSKOE HIGH-GRADE F-Be-ORE DEPOSIT

L.B. Damdinova and F.G. Reif

With geological, mineralogical, and petrographic methods, thermometry, and microprobe analysis of fluid inclusions, the structure and formation conditions of a specific orebody (zone XII) of the Ermakovskoe F-Be deposit have been established. This orebody is similar in fluorite content to other orebodies of the deposit (28.7 and 24.6%, respectively) but has the lowest average content of Be (~0.1% BeO against 1.19%). It is shown that in contrast to high-grade apocarbonate ores, the Ermakovskoe deposit formed mainly through the filling of the cavities of host rocks (syenites and schists) rather than the rock replacement. Calcium necessary for the formation of fluorite was supplied, most likely, as complexes Na₂CaF₄ and Ca₂Cl₃F by moderately saline (11.5–12.5 wt.% NaCl equiv.) F-rich (=0.3 mole/kg) solutions. The fluorite was deposited as a result of the solution cooling from =430 to 250°C. Microprobe analysis of fluid inclusions showed that the solutions of ore zone XII were similar in Be concentration to near-neutral and alkaline solutions that produced high-grade apocarbonate ores of the deposit but were of acid composition (pH≈4 at 350°C). Cooling of such solutions to 100°C is not accompanied by the decrease in the solubility of prevailing Be fluorocomplexes, which accounts for the low BeO content in the orebody of zone XII.

Mineralization, beryllium, ore-forming solutions, fluid inclusions, thermometry, microprobe analysis, Ermakovskoe deposit

ВВЕДЕНИЕ

Из новейших сводок по строению и ресурсам главных типов гидротермальных месторождений бериллия [Barton, Young, 2002; Куприянова и др., 2005] следует, что наиболее богатые руды (0.6—1.2 % BeO) характеризуются преобладанием фенакита и(или) берtrandита среди Be-минералов и высоким содержанием флюорита. Примечательно, что при литологическом разнообразии вмещающих пород богатые руды формируются путем избирательного замещения карбонатных прослоев или кластов, тогда как в алюмосиликатной среде рудная минерализация отсутствует или отличается убогим содержанием Be. Ярким примером этого являются месторождения Спор Маунтин [Barton, Young, 2002] и Ермаковское [Генетические типы..., 1975; Новикова и др., 1994; Дамдинова, Рейф, 2004]. Отмеченная закономерность хорошо согласуется с результатами термодинамических расчетов [Wood, 1992], согласно которым при высоком содержании F в растворах бериллий образует фторокомплексы, растворимость которых про-

порциональна активности F и на несколько порядков выше, чем комплексов с любыми другими лигандами. А поскольку карбонатные породы являются наиболее эффективным осадителем фтора (в виде флюорита), падение его концентрации в растворе вызывает разрушение фторокомплексов и столь же эффективное осаждение бериллия (в форме силикатов). Низкое среднее содержание BeO (0.06 %) в существенно флюоритовых апокарбонатных рудах крупного Вознесенского месторождения [Куприянова и др., 2005] могло бы вызвать сомнение в универсальности вышеуказанного механизма, но не исключено, что высокофтористые растворы этого месторождения были бедны бериллием. Значительно больше вопросов вызывает так называемая XII рудная зона Ермаковского месторождения, где богатая флюоритом залежь располагается в алюмосиликатных породах и отличается от других рудных тел низким содержанием BeO.

Если руды этой зоны представляют собой метасоматическое тело, то какими причинами обусловлено совершенно не характерное для месторождения интенсивное замещение малокальциевых алюмосиликатных пород существенно флюоритовым агрегатом? Если же залежь образовалась путем выполнения открытых полостей, то возникает вопрос, откуда поступал Ca, необходимый для образования флюорита? Почему при любом из этих вариантов осаждение F из рудообразующих растворов в виде флюорита не сопровождалось отложением Be-минералов?

В поисках ответов на эти вопросы проведено геолого-минералогическое и термобарогеохимическое изучение XII рудной зоны, результаты которого изложены ниже.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Крупнейшее в России Ермаковское фтор-бериллиевое месторождение расположено в восточной части Бурятии, в 140 км восточнее г. Улан-Удэ. Оно локализовано в метаморфизованных карбонатно-терригенных отложениях условно протерозойского возраста, слагающих большей (10—12 км²) кровли в поле преобладающего распространения докембрийских и палеозойских гранитоидов (рис. 1). Район месторождения располагается в прибортовой части мезозойской Кижингинской впадины. Распространенные здесь поздне триасовые интрузии представлены предрудными дайками среднего и кислого составов и синрудным штоком лейкогранитов [Рейф, Ишков, 1999], сформировавшихся в интервале 225 ± 5 и 224 ± 1 млн лет соответственно [Лыхин и др., 2001].

Основная часть запасов Be на месторождении сосредоточена в массивных апокарбонатных рудах, которые представляют собой линзо- и пластообразные залежи, образовавшиеся преимущественно путем метасоматического замещения дробленых известняков. Они сложены мелко- и среднезернистым агрегатом доминирующего флюорита с подчиненными микроклином, кальцитом, пиритом, кварцем, фенакитом и(или) берtrandитом (последний преобладает на верхних горизонтах). На периферии массивных руд, в полевошпат-биотитовых сланцах и в известняках, в ограниченных масштабах развито прожилковое оруденение [Генетические типы..., 1975; Новикова и др., 1994].

По составу минеральных парагенезисов околопрожилковых диффузионно-метасоматических оторочек установлено, что самая крупная рудная зона I (до 60 % общих запасов BeO) сформирована околонейтральными растворами, а вторая по значимости рудная зона II — растворами повышенной щелочности [Дамдинова, Рейф, 2004, 2005]. На это указывает то, что в рудах и околорудных метасоматитах I зоны микроклин стабилен, диоктаэдрические слюды группы мусковита отсутствуют, тогда как для II рудной зоны характерны парагенезисы микроклина с безалюминиевыми слюдами группы тайниолита, щелочные пироксен (эгирин) и амфибол (арфведсонит).

Рудная зона XII расположена на восточном фланге рудного поля (см. рис. 1). Она вскрыта небольшим карьером (рис. 2, 3), но из-за низкого качества бериллиевых руд изучена менее детально, чем остальные.

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ РУДНОГО ТЕЛА

Вмещающие породы. Породы, вмещающие оруденение, представлены сланцами, сиенитами и известняками. В коренном залегании главное рудное тело наблюдается только в западной части карьера, где имеет непосредственный контакт с породами алюмосиликатного состава, мелкозернистыми кварцевыми сиенитами и скарнированными сланцами. Породы карбонатного состава (известняки) обнажаются только в северо-восточной части западной стенки карьера, на их контакте с мелкозернистыми кварцевыми сиенитами залегает небольшая линза кварц-флюоритового состава (рис. 3).

Мелкозернистые кварцевые сиениты имеют массивную текстуру. Основной минерал сиенитов представлен микроклином (до 80 %), содержание кварца не превышает 15 %. Присутствующий в породе флюорит (до 5 %) заполняет промежутки между зернами микроклина и кварца, его количество уменьшается уже в нескольких дециметрах от рудного тела. Кроме того, в сиенитах присутствуют линзы, вкрапления и маломощные прожилки (2—3 мм), сложенные мелкозернистым агрегатом флюорита и кварца.

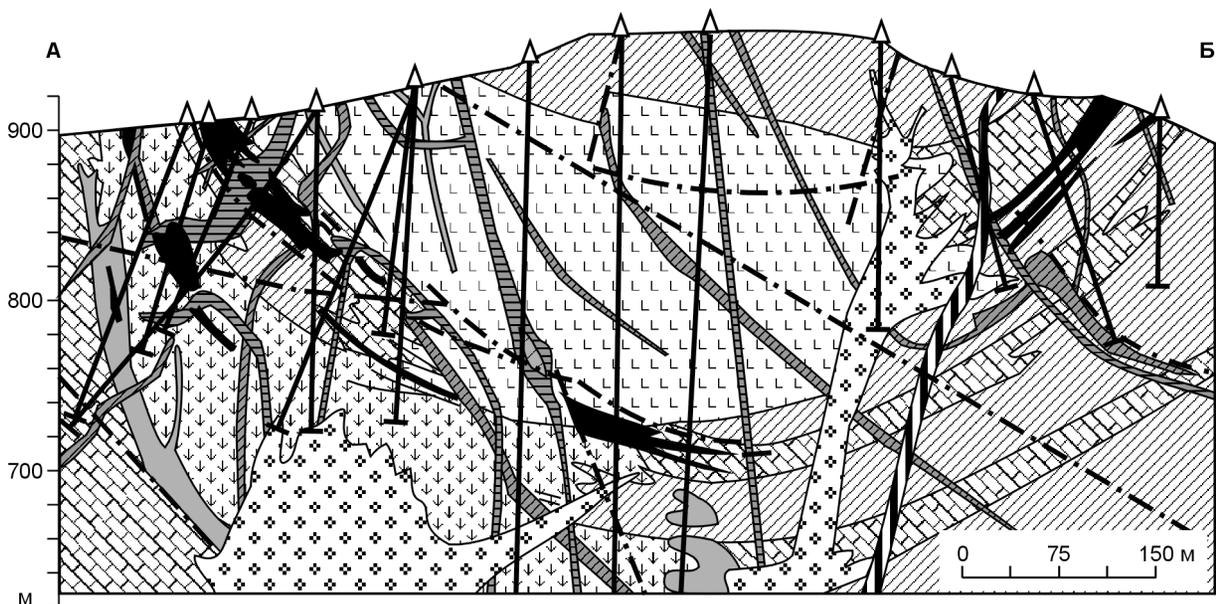
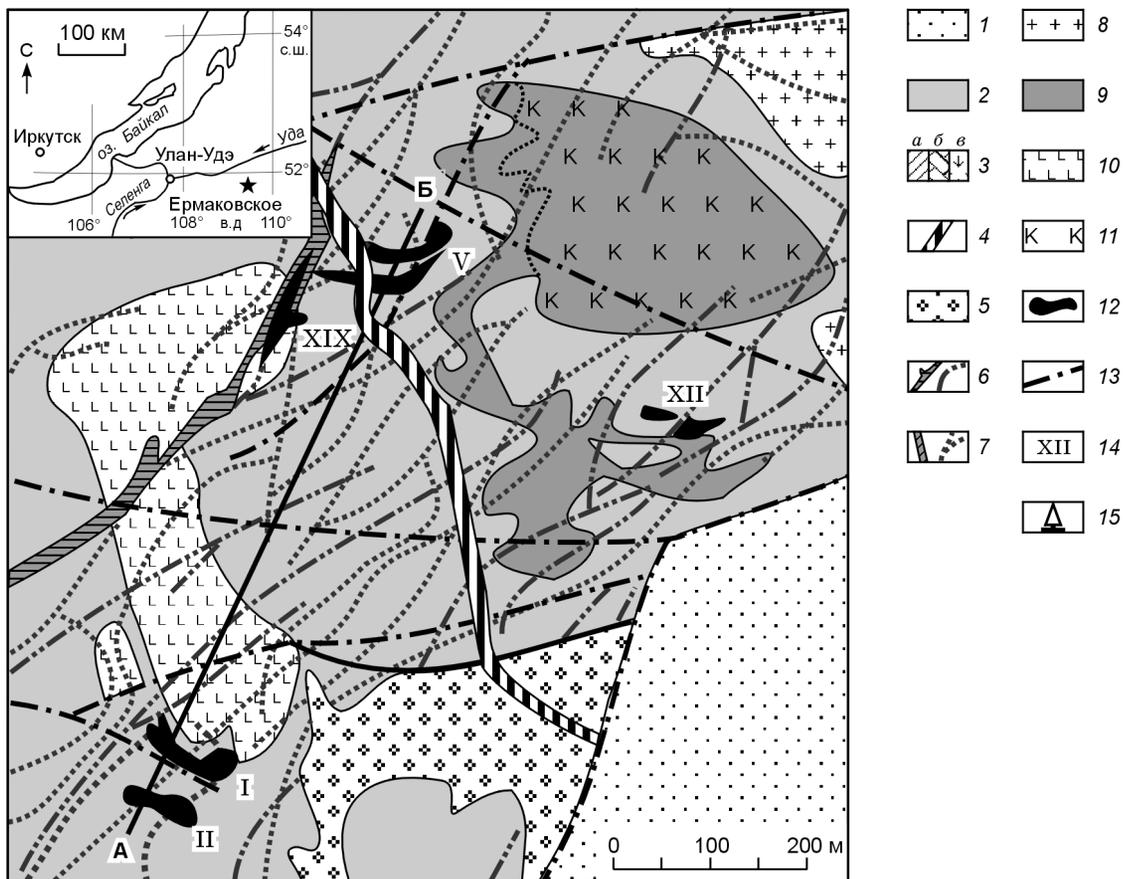


Рис. 1. Геологическая карта и разрез Ермаковского F-Ве месторождения, по В.И. Гальченко и И.Н. Сахаровскому, в интерпретации Ф.Г. Рейфа.

1 — отложения Кижингинской депрессии (К); 2 — стратифицированные (PR?) породы; 3 — (на разрезе) — метапесчаники, сланцы (а), известняки, доломиты (б), скарны (в); 4—6 — мезозойские гранитоиды: дайки фельзит-порфиров (4), щелочные гранитоиды (5), 6, 7 — дайки кислого (б) и основного (7) составов; 8 — субщелочные гранитоиды (PZ?); 9 — гранитоиды нерасчлененные (PR—PZ?); 10 — диориты (PR?); 11 — калишпатизированные гранитоиды; 12 — берtrandит-фенакит-флюоритовые залежи; 13 — разрывные нарушения; 14 — номера рудных зон; 15 — скважины.

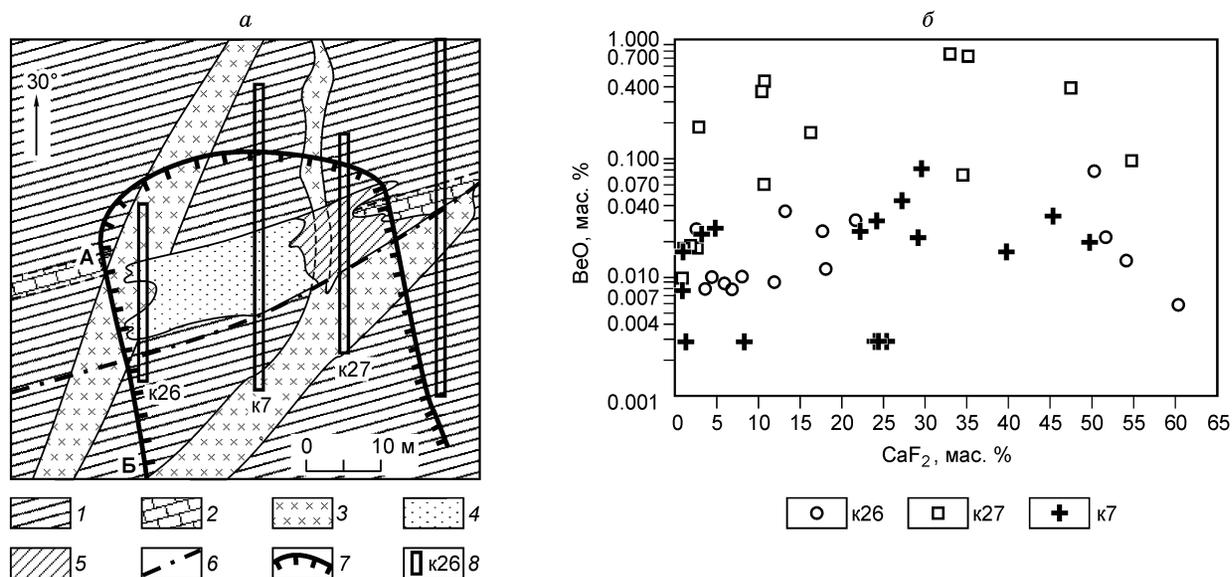


Рис. 2. Выход на поверхность XII рудной зоны Ермаковского F-Be месторождения (а) и соотношение содержаний BeO и CaF₂ в борзодовых пробах в контуре рудного тела (б), по данным В.И. Гальченко и др.

1 — амфиболовые и биотитовые сланцы, 2 — известняки и карбонатные сланцы, 3 — дорудные сиениты; 4 и 5 — рудное тело с содержанием BeO 0.26 (4) и 0.02—0.03 (5) мас. %, 6 — тектонические нарушения, 7 — контуры карьера, 8 — разведочные каналы и их номера.

Скарнированные сланцы, расположенные непосредственно на контакте с основным рудным телом, сложены микроклином (60—70 %) и биотитом (до 10 %), количество которого несколько увеличивается при приближении к рудному телу. Кроме того, в сланцах присутствует диопсид (до 10 %), образующий единичные зерна неправильной формы или вытянутые скопления. Кальцит (7—8 %) слагает секущие прожилки, а также одиночные зерна неправильной формы. Вблизи контакта с рудным телом, на расстоянии первых десятков сантиметров, отмечается весьма редкая вкрапленность флюорита (<1 %), который образует мелкие округлые зерна.

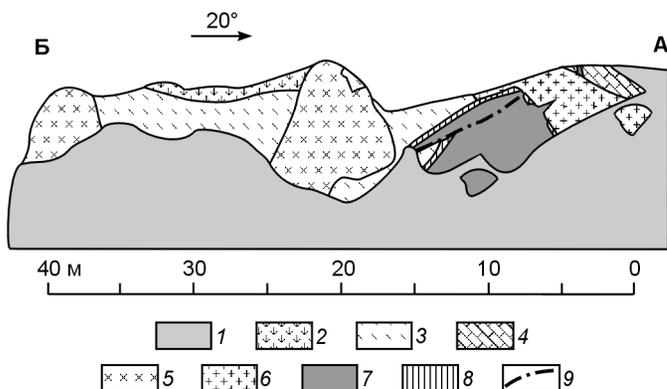
Известняки, вскрытые на расстоянии 5 м от флюорит-кварцевой залежи (см. рис. 3), на 80 % состоят из кальцита. Кроме того, в них присутствуют чешуйки флогопита (5—10 %), которые равномерно рассеяны в породе, местами образуют изометричные или вытянутые в виде прослоев скопления. Зерна диопсида единичны (до 1 %), вкрапленностей флюорита не обнаружено.

Рудное тело. Кварц-флюоритовая залежь XII рудной зоны обнажается в стенке карьера на площади приблизительно 10 × 6 м (см. рис. 3). Вблизи этой залежи, чаще в сиенитах, распространены жилородоподобные апофизы и кварцевые, кварц-флюоритовые прожилки мощностью от нескольких миллиметров до 1 см. Характерной чертой таких прожилков является отсутствие диффузионно-метасоматических оторочек и наличие кварц-флюоритовых микрогнезд и линз в межтрещинных блоках. Как основные руды, так и прожилки сложены агрегатом флюорита и кварца, практически лишенным бериллиевых минералов.

По строению рудное тело неоднородно, в основной его части породы имеют крупнозернистое сложение и светло-фиолетовую окраску, а вблизи контакта с вмещающими породами (сиениты и сланцы) — мелкозернистую структуру и темно-фиолетовую окраску. Мощность прико-

Рис. 3. Зарисовка западной стенки карьера, вскрывшего XII рудную зону вкост ее простирания (разрез по линии А—Б, см. рис. 2).

1 — осьпь, 2 — почвенный горизонт, 3 — скарнированные сланцы, 4 — известняки, 5, 6 — кварцевые сиениты среднезернистые (5) и мелкозернистые (6), 7, 8 — кварц-флюоритовая руда крупнозернистая (7) и мелкозернистая (8), 9 — зона рассланцевания.



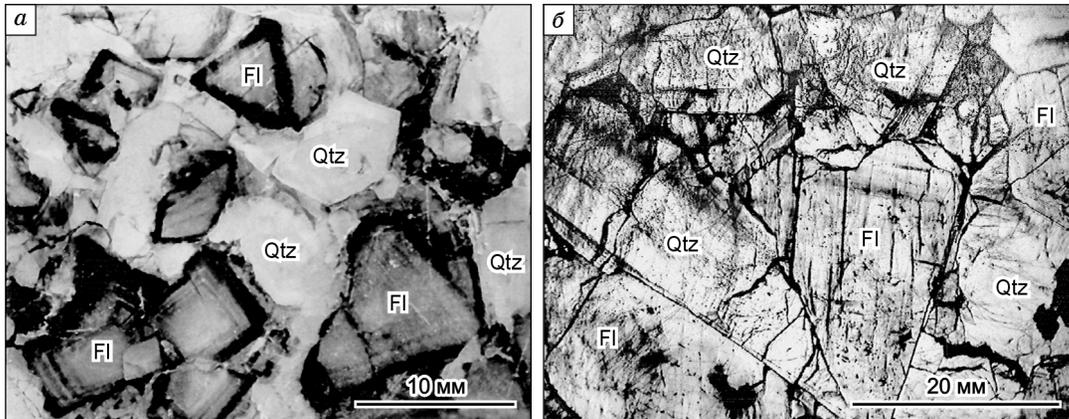


Рис. 4. Структура крупнозернистой руды из центральной части рудного тела XII зоны:

a — идиоморфизм кристаллов флюорита (Fl) и кварца (Qtz), свидетельствующий об их свободном росте; *б* — индукционная поверхность совместного роста идиоморфных кристаллов кварца и флюорита.

нтактовой зоны мелкозернистых пород не более 0.4 м (см. рис. 3), ее граница с крупнозернистыми постепенная, но ясно различимая.

Главными минералами центральной части рудного тела являются кварц и флюорит в переменных соотношениях. Количество кварца варьирует приблизительно от 40 до 90 %, он слагает относительно крупные (до 1.5—2 см), нередко идиоморфные кристаллы шестоватой формы (рис. 4). Флюорит во многих случаях также образует крупные идиоморфные кристаллы кубической формы, почти всегда с четкой цветовой зональностью (см. рис. 4, *б*), содержание его в руде варьирует в основном от 10 до 50 % (см. рис. 2, *б*). Идиоморфизм и зональность кристаллов кварца и флюорита, а также наличие четко ограниченных кристаллов свидетельствует об их свободном росте. Кроме того, нередко отмечаются индукционные грани между зернами кварца и флюорита (см. рис. 4, *б*), что является надежным признаком совместного роста последних.

В незначительных количествах (до 5 %) присутствует микроклин, который слагает зерна неправильной формы и заполняет промежутки между зернами кварца и флюорита. Кальцит (<2—3 %) встречается в виде мелких зерен неправильной формы размером до 1 мм, реже — в виде секущих микропрожилков. Слюда (≤ 1 %) представлена фенгитом (табл. 1), образует мелкие чешуйки, таблички, приуроченные в основном к промежуткам между зернами кварца и флюорита. К числу редких (≤ 1 %) относятся апатит, бастнезит, флоренсит, монацит, барит.

Хотя в крупнозернистых кварц-флюоритовых породах рудной залежи содержание BeO варьирует от 0.01 до 0.07 % (см. рис. 2), мы не обнаружили в них берtrandита, фенакита или других минералов бериллия. Последние, видимо, малочисленны и(или) имеют небольшие размеры. Как видно на рис. 2, *б*, содержание CaF₂ в бороздовых пробах никак не коррелируется с содержанием BeO.

Периферическая зона мелкозернистого сложения мощностью 10—35 см прослеживается на всех участках обнаженного контакта рудного тела с вмещающими породами, она имеет относительно выдержанный состав независимо от литологии боковых пород. По минеральному составу периферическая зона подобна центральной части, но резко отличается по структуре. Отличия заключаются не только в меньшем размере минеральных зерен (доли миллиметра против 0.5—1 см), но и тем, что здесь практически отсутствуют идиоморфные кристаллы, а преобладают тесные, нередко причудливые, срастания кварца и флюорита. Срастания флюорита и микроклина очень редки, в одном из них обнаружены мелкие (100 × 6 мкм) кристаллики берtrandита.

Состав и морфология этих симплектитов очень изменчивы даже в пределах площади в несколько квадратных миллиметров (рис. 5). Микроучастки, обогащенные кварцем или флюоритом, соседствуют с участками, где соотношение этих минералов близко 1:1. В одних случаях вростки кварца и флюорита размером от 20 до 100 мкм имеют неправильную, но в целом изометричную форму (см. рис. 5, *а*), в других — микрочерны кварца группируются в шестоватые агрегаты длиной до 1 мм при ширине 15—20 мкм, промежутки между которыми сложены флюоритом (см. рис. 5, *б*). По мере удаления от контакта с вмещающими породами среди симплектитов появляются относительно крупные (до 3 мм в поперечнике) зерна кварца и флюорита, иногда обнаруживающие элементы огранки. При этом зерна кварца содержат многочисленные изометричные вростки флюорита (30—100 мкм в поперечнике), которые распределены в объеме минерала-хозяина бессистемно (рис. 6, *а*) или образуют цепочки, чаще субпараллельные или радиально расходящиеся (см. рис. 6, *б*), но иногда разноориентированные. Для вростков кварца в анало-

Таблица 1.

Химический состав минералов XII рудной зоны (мас.%)

Компонент	Основное рудное тело		Периферическая зона мелкозернистого сложения										
	Kfs	Ap	Kfs	Cal	Cal	Brt	Pheng	Bst	Ap	Ap	Frc	Mnz	Bar
	(1)	(7)	(19)	(4)	(14)	(9)	(12)	(2)	(6)	(11)	(2)	(3)	(2)
SiO ₂	64.64	—	64.40	8.76	0.63	48.54	50.10	0.60	—	1.92	—	2.75	—
Al ₂ O ₃	17.82	—	17.80	—	—	—	28.30	—	—	—	29.60	—	—
FeO	—	—	0.52	0.78	0.90	—	0.88	—	—	—	—	—	—
MgO	—	—	—	—	0.69	—	2.60	—	—	—	—	—	—
MnO	—	1.39	—	1.45	0.50	—	—	—	1.65	0.92	—	—	—
CaO	—	50.12	—	46.32	51.57	0.25	—	0.68	53.93	50.90	1.13	1.01	0.83
Na ₂ O	—	1.05	—	—	—	—	—	—	—	0.30	—	—	—
K ₂ O	18.22	—	18.00	—	—	—	10.91	—	—	—	—	—	—
BaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	65.28
P ₂ O ₅	—	42.71	—	—	—	—	—	—	43.82	41.70	28.34	31.07	—
SrO	—	1.22	—	—	—	—	—	—	3.07	4.44	1.87	1.42	1.11
ZnO	—	—	—	—	0.95	—	—	—	—	—	—	—	—
CdO	—	—	—	—	2.98	—	—	—	—	—	—	—	—
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.04	1.15	1.69	35.27
La ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	33.94	—	0.94	14.39	30.48	—
Ce ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	33.45	—	0.68	13.60	36.57	—
Pr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	1.79	—	—	—	1.72	—
Nd ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	2.74	—	—	—	1.76	—
ThO ₂	—	1.22	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F	—	5.24	—	—	—	1.45	1.98	7.90	5.24	4.53	—	2.67	—
Σ	100.69	102.95	100.72	57.11	53.30	50.24	94.76	80.78	107.15	103.86	90.07	103.02	101.93
Σ (F=O)	—	100.75	—	—	—	49.63	93.92	77.46	104.9	101.9	—	101.89	—

Примечание. Анализы выполнены Н.С. Кармановым в ГИН СО РАН на электронном сканирующем микроскопе LEO-1430. Сумма для карбонатов дана без учета CO₂, для минералов Be (Brt) — без учета BeO. В скобках — количество анализов. Прочерк — элемент не определялся.

Здесь и далее: Kfs — калиевый полевой шпат, Ap — апатит, Cal — кальцит, Brt — бертрандит, Pheng — фенгит, Bst — бастнезит, Frc — флоренсит, Mnz — монацит, Bar — барит, Fl — флюорит, Qtz — кварц.

гичных зернах флюорита более характерна столбчатая, длинношестоватая форма (см. рис. 6, в), вплоть до нитевидной (см. рис. 6, з). В направлении к основной части рудного тела количество крупных зерен кварца и флюорита увеличивается, возрастает их идиоморфизм, а востки встречаются все реже и практически исчезают.

Структурные особенности пород внутренней и периферической зон рудного тела предполагают совместный рост кварца и флюорита в тех и других при значительной разнице между ними в количестве зародышей в единице объема. Это различие удовлетворительно объясняется с позиций кинетики кристаллизации переохлажденных жидкостей. Наиболее детально они разработаны для силикатных и солевых расплавов [Brandeis et al., 1984; Brandeis, Jaupart, 1987a,b; Petersen, 1985; Swanson, Fenn, 1986; Fenn, 1986; Jaupart, Brandeis, 1986; March, 1988], но в определенной мере приложимы и к гидротермальным растворам [Козлова, 1980; Петров и др., 1983; Асхабов, 1984]. Согласно этим данным, интенсивность нуклеации кристаллической фазы сильно возрастает с увеличением степени переохлаждения/пересыщения жидкости. А поскольку мелкозернистая симплектитовая руда слагает прожилки в сиенитах и приурочена к контактам рудного тела, т.е. местам максимального теплоотвода, есть основания считать, что краевая зона мелкозернистых пород образовалась из-за значительной разницы между температурой раствора и боковых пород. На удалении от стенок количество зародышей, очевидно, было невелико, что способствовало росту более крупных идиоморфных кристаллов.

ОСОБЕННОСТИ КОНТАКТОВ РУДНОГО ТЕЛА С ИЗВЕСТНЯКАМИ

В северо-восточной стенке небольшого карьера, вскрывшего XII рудную зону (см. рис. 2, а), контакт рудного тела с известняками не сохранился, он обнаружен только в одной из глыб. Известняк на удалении до 20 см от контакта несет следы интенсивного дробления, окварцевания и умеренной флюоритизации.

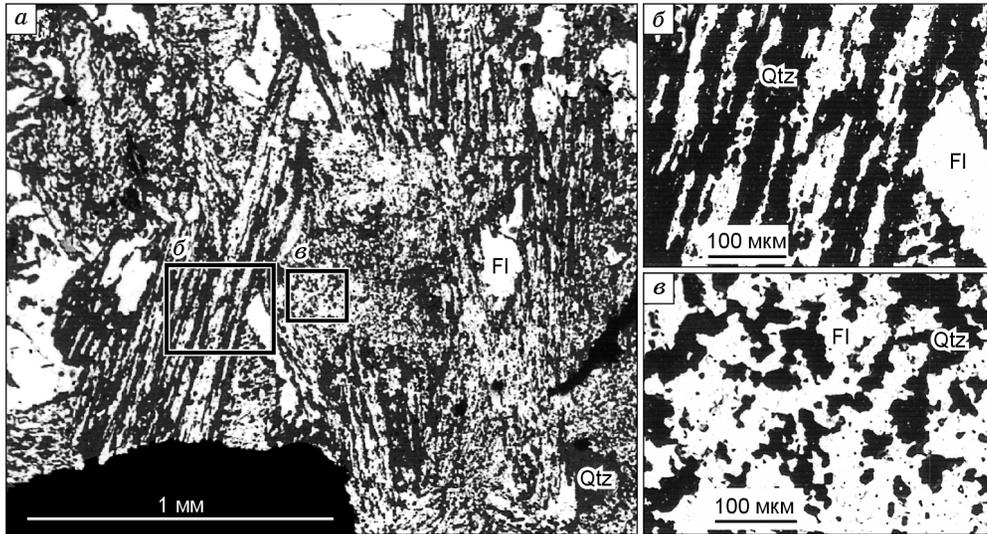


Рис. 5. Микроструктуры пород периферической зоны рудного тела XII зоны под электронным микроскопом:

a — перемежаемость участков с разным типом сростаний кварца (темное) и флюорита (светлое); *б* и *в* — увеличенное изображение участков, околтуренных рамками на рис. 5, *a*.

Кварц образует неравномерную вкрапленность, гнезда и прожилки, иногда с примесью флюорита. Последний чаще встречается в виде разобленных пойкилитовых зерен очень сложной формы с реликтами незамещенного кальцита. В непосредственном контакте с известняком находится мелкозернистая кварц-флюоритовая порода с разнообразными симплектитами, охарактеризованными выше и типичными для периферической зоны на всем ее протяжении. Единственное, но важное отличие состоит в том, что в контакте с известняком среди кварц-флюоритовых симплектитов встречаются участки, обогащенные берtrandитом (до 3 % их объема). Еще более высокое содержание берtrandита (15—20 %) установлено в маломощной (до 8 см) выклинивающейся жиле, залегающей в 4 м от рудного тела, на контакте известняков и сиенитов (северо-западная стенка карьера, см. рис. 2, *a*). Способ образования этой жилы (выполнение/замещение) остался невыясненным, но на основании изложенных наблюдений можно сделать вывод, что хотя основная кварц-флюоритовая залежь XII рудной зоны обеднена бериллием, его содержание вблизи контактов с карбонатными породами существенно возрастает. Это отрицает возможность образования рассматриваемой залежи в целом путем метасоматического замещения известняков, а структурные особенности пород центральной и периферической зон предполагают, что рудное тело образовалось путем выполнения полости, имеющей на данном срезе изометричную форму. Интенсивное окварцевание известняков на контакте с рудным телом, присутствие в нем не только микроклина, но и

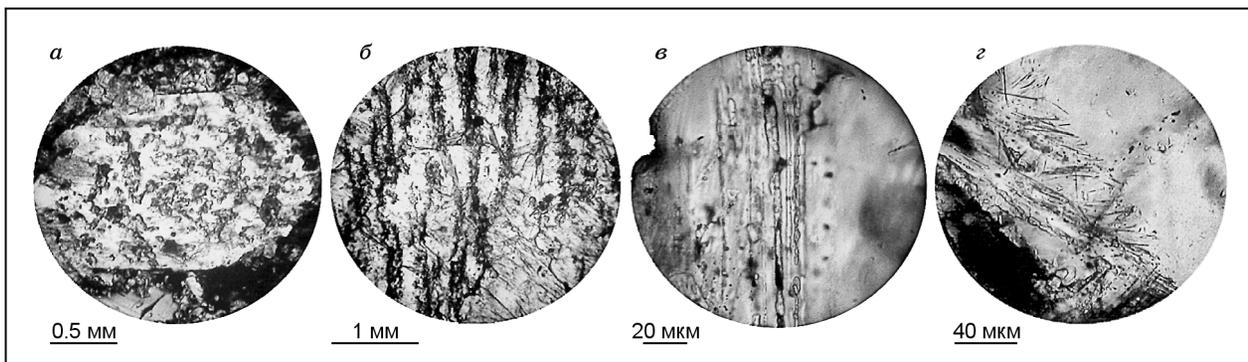


Рис. 6. Характер сростаний кварца и флюорита в зоне перехода между мелкозернистой периферической и крупнозернистой основной частями рудного тела.

a — равномерное распределение вростков флюорита в пойкилитовом зерне кварца, *б* — цепочки изометричных вростков флюорита в относительно крупном зерне кварца, *в*, *г* — длинношестоватые и нитевидные вростки кварца в относительно крупных зернах флюорита.

диоктаэдрической слюды, указывает, по-видимому, на повышенную кислотность рудообразующих растворов. Согласно расчетам Х.Л. Барнса, представленным в графической форме (см. рис. 8.2 в работе [Барнс, 1982]), при $T = 350$ °С и активности калия, близкой к единице, для равновесной кристаллизации слюды и калишпата в присутствии кварца растворы должны иметь $pH = 4$. Это значение мы будем использовать в дальнейшем при обсуждении условий рудоотложения.

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ XII РУДНОЙ ЗОНЫ

Практически все минералы рассматриваемых руд, за исключением апатита, содержат флюидные включения (ФВ), но только во флюорите их размеры достаточны для инструментального изучения. В кварце содержится огромное количество включений, но они имеют очень маленькие размеры и в основном вторичны. Многие ФВ во флюорите группируются в уплощенные шлейфы (залеченные микротрещины) и тоже относятся к категории вторичных. Такие ФВ нами практически не изучались. Для термометрических и микроаналитических исследований подбирались только первичные ФВ размером более 15—20 мкм. К таким относились единичные включения, удаленные от поверхности препарата и от залеченных микротрещин, а также группы ФВ, приуроченные к отдельным зонам роста минерала-хозяина, которые выделяются окраской. Среди первичных ФВ отбраковывались неподходящие включения — расщурованные и перенаполненные, т.е. пересекаемые шлейфами мелких вторичных ФВ.

Как уже отмечалось, среди кварц-флюоритовых руд нами выделяются разновидности, образованные на контакте с известняками, и основная залежь с неоднородным строением. В результате изучения включений минералообразующих растворов этих руд установлено, что флюидные включения в них несколько различаются.

Во флюорите из основной залежи и кварц-флюоритовых прожилков первичные включения или их скопления нередко приурочены именно к центральной части зональных зерен флюорита, имеющей более темную окраску (рис. 7, б). Подобные включения (ФВ—А1) в большинстве случаев содержат газовый пузырь без жидкой CO_2 (J_y) и водный раствор без дочерних кристалликов (см. рис. 7, в). Их размеры обычно варьируют от 5 до 20 мкм, очень редко достигают 30—35 мкм, для них характерна изометричная форма. Включения, содержащие кристаллики кальцита, редки и, как правило, отмечаются в зернах флюорита с мелкими вростками кальцита. Это свидетельствует о том, что кристаллики во включениях скорее всего не являются дочерними фазами.

В некоторых зернах флюорита, не содержащих ФВ—А1, присутствуют первичные существенно газовые включения (ФВ—А2). В редких случаях, когда оба типа этих включений находятся в пределах одного зерна флюорита, очень трудно доказать их сингенетичность, поскольку четкой приуроченности к одной зоне роста не отмечается. Таким образом, достоверных признаков гетерогенизации не обнаружено, а ФВ—А1 и ФВ—А2, по всей видимости, относятся к включениям гомогенного захвата.

Во флюорите из руд вблизи контакта с известняками флюидные включения в большей мере распространены непосредственно на контакте, на удалении от него они весьма редки и из-за небольших размеров не пригодны для термометрического изучения. В этих рудах одинаково часто встречаются как вторичные включения, группирующиеся в шлейфы, так и первичные, не принадлежащие ни к одному из наблюдаемых

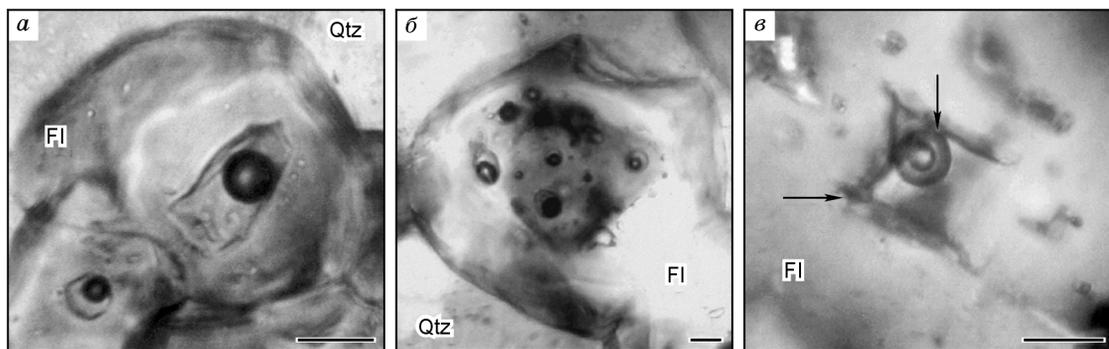


Рис. 7. Флюидные включения и особенности распределения некоторых из них в зернах флюорита из кварц-флюоритовых руд XII рудной зоны.

а — существенно водное включение (ФВ—А) без кристаллика, газовый пузырек без J_y во флюорите из кварц-флюоритового прожилка;

б — расположение флюидных включений (ФВ—А) в центральной, густо окрашенной части зонального зерна флюорита из кварц-флюоритового прожилка в сиените;

в — флюидное включение (ФВ—Б) с кристалликом кальцита (горизонтальная стрелка) и каемкой J_y (вертикальная стрелка) во флюорите вблизи контакта с известняками. Длина масштабной линейки 10 мкм.

Таблица 2. Обобщенные результаты термометрии и спектроскопии ФВ из флюорита кварц-флюоритового типа минерализации (XII рудная зона)

Группа ФВ	Температура, °С		Состав ФВ		
	$T_{эвт}$	$T_{чг}$	CO ₂ , мас.%	экв. NaCl, мас.%	Be, г/кг
А	-30.5...-35.7	250—430	н.п.о.	11.5—12.5	1.02—5.26
Б	-29...-32.8	300—340	1.8—4.54	2—7.9	0.11—0.21

Примечание. Составы включений рассчитаны с помощью программы FLINCOR [Brown, 1989] по уравнениям Bowers & Helgeson для системы H₂O—CO₂—NaCl и Brown & Lamb для системы H₂O—NaCl.

Для типа А даны интервалы значений по 20 ФВ, для Б — по 25 ФВ; н.п.о. – ниже предела обнаружения.

шлейфов вторичных ФВ. Первичные включения крупных размеров (≥ 40 мкм) и с гладкими стенками вакуоли весьма редки. Обычно они имеют сложные неровные вакуоли, часто пересекаются шлейфами вторичных включений, что свидетельствует об их перенаполнении. Непреобразованные первичные включения средних размеров 20—30 мкм редки. Такие включения (ФВ—Б), как правило, содержат газовый пузырь с каемкой Ж_у и анизотропный кристаллик кальцита (см. рис. 7, а). Существенно углекислотные включения нами не обнаружены.

Температуры гомогенизации ФВ—А1 из одной зоны роста постоянны, но в разных зернах флюорита варьируют от 250 до 430 °С. При нагревании включений ФВ—Б растворение пузыря (частичная гомогенизация) происходит при $T_{чг} = 300—340$ °С (табл. 2), при дальнейшем нагреве они декрепитируют до растворения дочернего кальцита. Поскольку интервалы температур гомогенизации ФВ из флюорита двух типов руд перекрываются, есть основание считать, что формирование двух перечисленных типов руд происходило в близких температурных условиях.

Высокое содержание флюорита в рудном теле XII зоны предполагает повышенную концентрацию F в растворах. Количественно определить ее методом криометрии оказалось невозможным из-за присутствия других солевых компонентов, по косвенным признакам она оценивается значением ≥ 0.3 моль/кг (см. следующий раздел).

Суммарное содержание солей во включениях из флюорита обоих типов руд показано в табл. 2 и рассчитано на основе термометрических данных с помощью программы FLINCOR [Brown, 1989] в предположении, что их свойства в первом приближении соответствуют системе H₂O—CO₂—NaCl или H₂O—NaCl (присутствие дочернего кальцита в ФВ—Б не учитывалось).

Интервалы $T_{эвт}$ для ФВ—А1 и ФВ—Б различаются незначительно и предполагают, что в законсервированных растворах обоих типов наряду с фторидами могли присутствовать такие соли, как MgCl₂ либо FeCl₃ [Киргинцев и др., 1972]. Однако по суммарному содержанию солей (экв. NaCl) эти растворы существенно различаются: для основного рудного тела — 11.5—12.5 мас.%, для руд на контакте с известняками — 2—7.9 мас.% (см. табл. 2), что может быть обусловлено повышением содержания CO₂ в растворах при взаимодействии с известняками.

Исходя из этого, мы считаем, что включения А1 содержат растворы, не испытавшие существенного химического взаимодействия с боковыми породами, а во включениях Б законсервированы растворы, в той или иной мере прореагировавшие с известняками. В дальнейшем они для краткости именуется растворами L1 и L2 соответственно.

БЕРИЛЛИЕНОСТЬ РАСТВОРОВ

Микроаналитическое изучение ФВ проведено Ю.М. Ишковым на адаптированном для этих целей анализаторе LMA-10 [Ишков, Рейф, 1990; Reyf, 1997]. Для анализа были использованы только первичные ФВ из флюорита. Из полученных результатов (табл. 3) видно, что по содержанию металлов растворы, сформировавшие основное рудное тело (L1), заметно отличаются от растворов, сформировавших руды около известняков (L2).

Как видно из табл. 3, почти в половине проанализированных ФВ из основного рудного тела C_{Be} оказалась выше предела обнаружения (показано полужирным шрифтом). Измеренные концентрации варьируют от 5.26 до 1.02 г/кг раствора. В шести включениях C_{Be} ниже пределов обнаружения. Это позволяет считать, что в процессе формирования этого типа руд концентрация Be в растворах (L1) в основном варьировала в пределах 5.26—1.02 г/кг, хотя, возможно, иногда опускалась ниже 0.27 г/кг.

В проанализированных включениях из флюорита, отложившегося вблизи известняков (L2), концентрация Be значительно ниже, чем в предыдущих включениях, и превышает предел обнаружения только в трех включениях (см. табл. 3). По всей видимости, в процессе замещения известняков растворимость Be понижалась, и его концентрация опускалась до 0.21 г/кг раствора и ниже. Эти результаты согласуются с единичными анализами К.З. Стельмачонка и Ю.М. Ишкова [Стельмачонок, Ишков, 2001], полученными

Таблица 3. Содержание металлов в палеогидротермах, сформировавших кварц-флюоритовое оруденение XII рудной зоны, по результатам микроанализа флюидных включений

№ п/п	Тип ФВ	Масса ФВ, г	Концентрация, г/кг раствора					
			Be	Mn	Fe	Cu	Al	Mg
1	А (L1)	3.7E-08	<0.04	<0.7	<0.4	<0.05	<5	<0.3
2		7.3E-09	1.02	<3.4	10.2	<0.23	*225	<1.5
3		2.5E-08	<0.05	<1.0	9.3	6.95	*136	2.10
4		4.9E-09	<0.27	<5.2	<2.9	<0.34	<39	<2.2
5		2.8E-08	<0.05	<0.9	<0.5	<0.06	<7	<0.4
6		8.0E-09	<0.17	<3.2	*31.4	4.11	<24	<1.3
7		2.2E-08	<0.06	<1.1	2.9	<0.08	<9	<0.5
8		1.7E-09	5.26	<14.9	<8.4	3.21	<113	*23.31
9		3.2E-09	1.29	<16.3	*111.8	4.97	<102	14.2
10		3.5E-09	3.45	<14.9	<7.8	1.58	*200	<3.9
11		1.8E-09	2.01	<29.4	*289.5	3.70	<184	<7.8
12	Б1 (L2)	3.9E-08	0.21	*81.1	3.4	0.06	<2	3.0
13		1.5E-08	0.15	<0.5	3.1	0.13	<5	6.8
14		3.6E-09	<0.14	6.6	<1.4	0.52	<22	9.2
15		9.6E-08	<0.01	<0.1	<0.1	<0.01	<1	0.4
16		3.9E-08	<0.01	<0.2	<0.1	0.04	<2	1.9
17		2.3E-08	0.11	*741.3	<0.2	0.13	<3	2.5
18		1.1E-08	<0.05	-0.7	<0.5	<0.06	<7	3.3
19		1.2E-08	<0.04	31.2	<0.4	0.12	<7	2.0

Примечание. Анализ выполнен в ГИН СО РАН методом АЭС-ЛВ [Ишков и др., 1990; Reyf, 1997]; спектроскопию ФВ провел Ю.М. Ишков, определение массы ФВ по результатам термо- и волюмометрии — Л.Б. Дамдинова.

* Аномальные значения, обусловленные попаданием в зону искрового разряда ксеногенных частиц.

при изучении руд XII рудной зоны: по их оценкам, содержание Be в подобных ФВ не превышает 0.01 г/кг раствора.

Почти такой же диапазон концентраций Be (6.1—0.1 г/кг) обнаружен в изученных нами ранее включениях растворов, сформировавших богатые F-Be руды I и II рудных зон Ермаковского месторождения [Дамдинова, Рейф, 2004; Дамдинова, 2005]. Сопоставление аналитических данных с термодинамическими расчетами [Wood, 1992] показало, что полученные нами значения C_{Be} достижимы только при активности F^- , превышающей 0.3 моль/кг раствора (около 0.6 мас. %) [Дамдинова, 2005]. Очевидно, такие параметры были свойственны гидротермальным растворам Ермаковского месторождения, поступавшим в область рудоотложения.

Наряду с Be во многих включениях спектроскопически установлено присутствие Cu, Mg, Fe, реже Al и Mn (см. табл. 3). Содержание этих металлов варьирует в широких пределах и не коррелируется с C_{Be} . Однако из табл. 3 видно, что в растворах L1, сформировавших главное рудное тело, содержание Cu почти на порядок выше, чем в растворах L2, сформировавших руды на контакте с известняками. По концентрации Mg заметные различия отсутствуют.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приступая к рассмотрению физико-химических факторов, обусловивших своеобразие рудного тела XII зоны, представим главные из них в обобщенном виде.

Основной объем кварц-флюоритовой залежи сложен крупнозернистым агрегатом с кристаллами свободного роста, а ее периферическая зона мощностью 15—35 см имеет такой же состав, но мелкозернистую симплектитовую структуру независимо от литологии боковых пород (сиениты, сланцы, известняки). С учетом кинетики зарождения и роста кристаллов в переохлажденных жидкостях отмеченная особенность лучше всего объясняется уменьшением степени переохлаждения растворов по мере удаления от контакта с боковыми породами и дает основание считать, что ведущим механизмом образования обсуждаемой залежи было выполнение полостей вследствие охлаждения растворов, а не замещение боковых пород.

Несмотря на то, что по содержанию флюорита рудное тело XII зоны аналогично другим рудным телам месторождения (28.7 и 24.6 % CaF_2 соответственно), оно отличается самым низким средним содержанием бериллия (около 0.1 % BeO против 1.19 %). Вместе с тем растворы, сформировавшие как рассматриваемую кварц-флюоритовую залежь, так и богатые руды главных рудных тел, вполне сопоставимы по концентрации Be (до 5.2 и до 6.1 г/кг соответственно) и, по всей видимости, F (≥ 0.3 моль/кг раствора).

Данные о высоком содержании CaF_2 в рудном теле, преобладании малокальциевых боковых пород и незначительной роли процессов их замещения предполагают совместный перенос растворами Ca и F , что на первый взгляд трудно согласуется с экспериментальными свидетельствами очень низкой растворимости флюорита в воде и разбавленных водно-хлоридных растворах [Холланд, Малинин, 1982]. Однако более поздними экспериментами при $T = 500\text{--}800$ °C и термодинамическими расчетами [Малинин, Куровская, 1992, 1996; Рыженко и др., 1994; Tropper, Manning, 2007] установлено резкое возрастание растворимости флюорита с увеличением концентрации электролита в растворах NaCl и CaCl_2 за счет образования комплексных соединений типа $\text{Na}_2\text{CaF}_4^0$, $\text{Ca}_2\text{Cl}_3\text{F}^0$ и др. Специальные эксперименты по растворимости флюорита в высокофтористых растворах, насколько нам известно, не проводились, но еще в работе [Холланд, Малинин, 1982] повышенная растворимость CaF_2 в азотной кислоте объяснялась образованием комплекса $\text{HF}^0(\text{aq})$. Следовательно, при $T \geq 400\text{--}500$ °C гидротермы с высоким содержанием F (≥ 0.3 моль/кг), по всей видимости, могли транспортировать значительное количество Ca и F в растворенном виде вплоть до начала отложения флюорита при охлаждении ниже 400 °C.

В принципе, уменьшение концентрации F в растворе, вызванное кристаллизацией флюорита, должно способствовать разрушению фторокомплексов Be и сосаждению бериллиевых минералов с флюоритом. Однако даже если бы весь F в растворах был связан в комплексе Na_2CaF_4 , то и тогда кристаллизация флюорита привела бы к осаждению лишь части переносимого F . Но последний, скорее всего, присутствовал и в виде других растворимых соединений, вследствие чего после отложения флюорита концентрация F в растворе оставалась повышенной. Исходя из этого, рассмотрим поведение Be в процессе

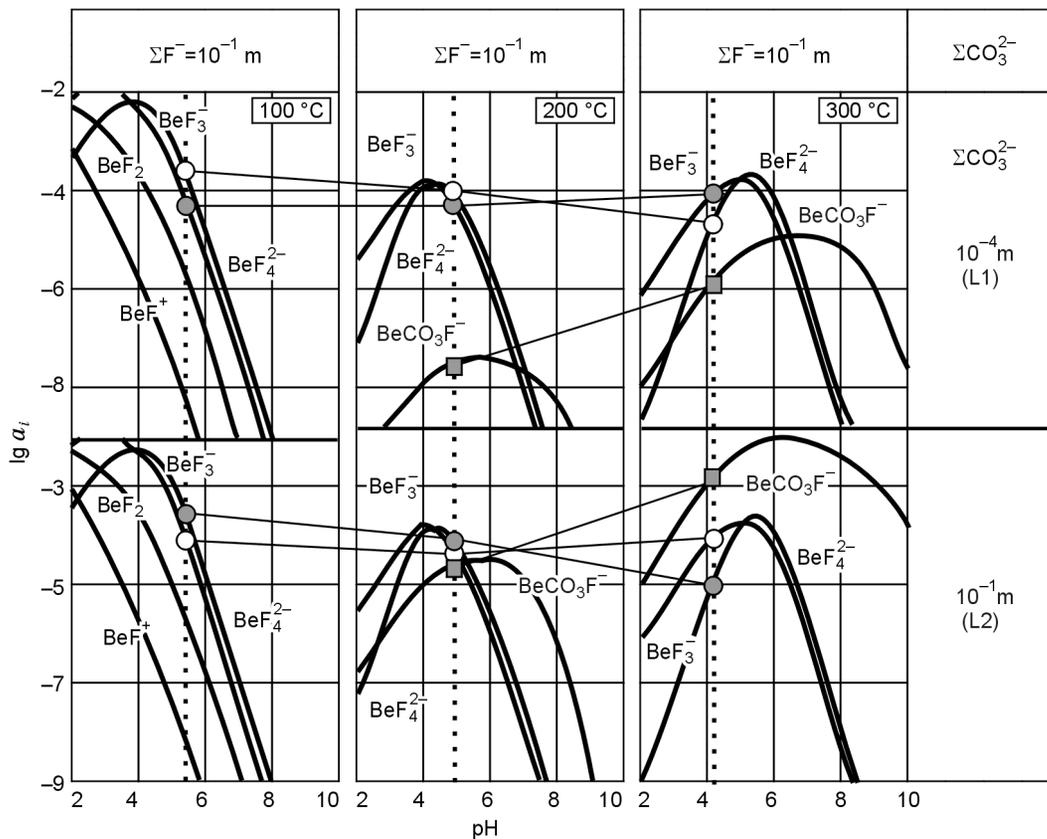


Рис. 8. Соотношение комплексных соединений Be в растворе, равновесном с фенакитом и кварцем при 100, 200 и 300 °C в зависимости от активности F^- и CO_3^{2-} [Wood, 1992].

Пунктир — pH растворов XII зоны при данной температуре.

$\lg a_i$ — логарифм активности комплекса, моль/кг раствора.

минералообразования, для чего воспользуемся термодинамическими оценками растворимости комплексных соединений этого элемента в децимоляльных фторидных растворах [Wood, 1992].

На графиках (рис. 8) показана рассчитанная растворимость наиболее пригодных для переноса металлов комплексов BeF_3^{2-} , BeF_4^{-} и $\text{BeCO}_3\text{F}^{-}$ в зависимости от температуры, pH и концентрации CO_3^{2-} , которая в общем случае пропорциональна содержанию CO_2 в растворе. Поскольку на контакте рудного тела с известняками первичные ФВ во флюорите обогащены CO_2 (см. табл. 3, рис. 7, в), а в других его частях присутствие CO_2 во включениях не установлено, можно считать, что верхний ряд графиков на рис. 8 в первом приближении соответствует главной разновидности растворов (L1), а нижний ряд — растворам, модифицированным в результате реакций с известняками (L2).

Поскольку растворимость фторокомплексов Be сильно зависит от pH-растворов, примем во внимание приведенные выше свидетельства повышенной кислотности растворов XII зоны, pH которых при 350 °C близок к 4, при 300, 200 и 100 °C — 4.2, 4.8 и 5.6 соответственно (см. рис. 8, пунктирные линии). Точки пересечения пунктирных линий с кривыми растворимости фторокомплексов показывают, как последняя меняется с изменением температуры.

Из графика следует, что в растворах L1 с понижением температуры от 300 до 100 °C растворимость комплекса BeF_3^{2-} практически не изменяется, а комплекса BeF_4^{-} даже возрастает (тонкие линии на рис. 8). Следовательно, осаждение Be за счет разрушения этих комплексов при охлаждении раствора в указанном диапазоне температур происходить не должно. Такое осаждение возможно только за счет уменьшения растворимости фтор-карбонатного комплекса $\text{BeCO}_3\text{F}^{-}$, однако он в растворах с низкой концентрацией иона CO_3^{2-} играет подчиненную роль по сравнению с фторокомплексами. В этом, вероятнее всего, и заключается основная причина низкого содержания бериллиевых минералов в основной части кварц-флюоритовой залежи XII зоны.

В то же время на участках взаимодействия с известняками растворы обогащены CO_2 и карбонат-ионом, в результате чего ведущую роль в L2 играют фтор-карбонатные комплексы $\text{BeCO}_3\text{F}^{-}$, растворимость которых, в зависимости от pH, на 1—2 порядка выше, чем фторидных (нижний ряд графиков на рис. 8). Это может препятствовать эффективному осаждению Be, даже если из карбонатных пород в раствор поступает дополнительное количество Ca. Но с понижением температуры от 300 до 200 °C растворимость фтор-карбонатного комплекса резко уменьшается (в кислых растворах почти на 2 порядка, см. рис. 8), обуславливая осаждение значительной части Be, хотя в виде фторокомплексов последний остается в растворах и при 100 °C. Этим, по всей вероятности, объясняется повышенное содержание берtrandита в кварц-флюоритовых рудах вблизи контакта с известняками.

Все вышеизложенное позволяет сделать следующие выводы.

В отличие от уникальных по содержанию бериллия F-Be апокарбонатных руд Ермаковского месторождения (в среднем 1.19 % BeO, 26.4 % CaF_2), рудное тело XII зоны, также обогащенное флюоритом (28.7 % CaF_2), но содержащее в среднем около 0.1 % BeO, образовалось при ведущей роли выполнения полостей, а не замещения рудовмещающих малокальциевых алюмосиликатных пород.

Кальций, необходимый для образования флюорита, привносился умеренно концентрированными (11.5—12.5 % экв. NaCl) высокофтористыми (≥ 0.3 моль/кг) растворами, вероятно в виде комплексов типа Na_2CaF_4 и (или) $\text{Ca}_2\text{Cl}_3\text{F}$. Отложение флюорита происходило в интервале температур от ≥ 430 до 250 °C в результате охлаждения растворов, концентрация F в которых понижалась, но оставалась достаточно высокой для поддержания стабильности наиболее растворимых фторокомплексов BeF_3^{2-} , BeF_4^{-} и $\text{BeCO}_3\text{F}^{-}$.

По концентрации Be, установленной посредством микроанализа флюидных включений, рудообразующие растворы XII зоны сопоставимы с растворами, сформировавшими богатые апокарбонатные руды месторождения (до 5.2 и до 6.1 г/кг соответственно), но, в отличие от последних, обладали повышенной кислотностью (pH ≈ 4 при 350 °C). Согласно расчетным данным [Wood, 1992], охлаждение таких растворов до 100 °C не сопровождается уменьшением растворимости доминирующих в них фторокомплексов Be, чем и обусловлено низкое содержание BeO в рудном теле.

Авторы выражают искреннюю благодарность сотрудникам ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ) Н.С. Карманову и С.В. Канакину за проведение электронно-зондовых анализов минералов, Ю.М. Ишкову за спектральный анализ флюидных включений, Л.И. Рейф за помощь в оформлении статьи.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 03-05-64857), Минпромнауки РФ (грант НШ-2284.2003.5), гранта Президента РФ № МК-4543.2007.5, а также гранта Фонда содействия отечественной науке.

ЛИТЕРАТУРА

- Асхабов А.М. Процессы и механизмы кристаллогенезиса. Ленинград, Наука, 1984, 168 с.
Барнс Х.Л. Растворимость рудных минералов // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., Мир, 1982, с. 328—370.

Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия / Под ред. А.И. Гинзбурга. М., Недра, 1975, 248 с.

Дамдинова Л.Б. Условия и факторы, влиявшие на эффективность переноса и отложения Be из рудоносных растворов Ермаковского F-Be месторождения (по результатам изучения флюидных включений): Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Улан-Удэ, ГИН СО РАН, 2005, 29 с.

Дамдинова Л.Б., Рейф Ф. Г. Особенности формирования разнотипной прожилковой бериллиевой минерализации на Ермаковском месторождении (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (8), с. 979—991.

Дамдинова Л.Б., Рейф Ф. Г. Тайниолит в рудах Ермаковского F-Be месторождения: закономерности распространения, условия формирования // Геология рудных месторождений, 2005, № 2, с. 164—173.

Ишков Ю.М., Рейф Ф.Г. Лазерно-спектральный анализ включений рудоносных флюидов в минералах. Новосибирск, Наука, 1990, 93 с.

Киргинцев А.Н., Трушников Л.Н., Лаврентьева В.Г. Растворимость неорганических веществ в воде: Справочник. Л., Химия, 1972, 248 с.

Козлова О.Г. Рост и морфология кристаллов. М., Изд-во Моск. ун-та, 1980, 357 с.

Куприянова И.И., Шпанов Е.П., Ануфриева С.И. Бериллиевые руды России: минерально-сырьевая база, технологические и экологические проблемы. М., РИЦ ВИМС, 2005, 67 с.

Лыхин Д.А., Костицин Ю.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Рипп Г.С. Рудоносный магматизм Ермаковского бериллиевого месторождения в Западном Забайкалье: возраст, источники магм и соотношение с оруденением // Геология рудных месторождений, 2001, т. 43, № 1, с. 52—70.

Малинин С.Д., Куровская Н.А. Экспериментальное изучение растворимости шеелита в водных растворах хлоридов натрия, кальция и калия при температурах 600—800 °С и давлении 2 кбар // Геохимия, 1992, № 7, с. 993—1006.

Малинин С.Д., Куровская Н.А. Растворимость флюорита в водных растворах NaCl, CaCl₂ и их смесей при температурах 400—600 °С и давлении 2 кбар // Геохимия, 1996, т. 96, № 12, с. 1065—1069.

Новикова М.И., Шпанов Е.П., Куприянова И.И. Петрография Ермаковского бериллиевого месторождения, Западное Забайкалье // Петрология, 1994, т. 2, № 1, с. 114—127.

Петров Т.Г., Трейвус Е.Б., Пунин Ю.О., Касаткин А.П. Выращивание кристаллов из растворов. Л., Недра, 1983, 200 с.

Рейф Ф.Г., Ишков Ю.М. Ве-носные сульфатно-фторидные рассолы — продукт дистилляции остаточных пегматитов щелочно-гранитной интрузии (Ермаковское F-Be месторождение, Забайкалье) // Геохимия, 1999, № 10, с. 1096—1111.

Рыженко Б.Н., Князева С.Н., Малинин С.Д., Куровская Н.А. Оценка формы растворенных частиц в системе CaF_{2(k)}—NaCl—CaCl₂—H₂O при 800 °С и 2 кбар методом термодинамического моделирования // Геохимия, 1994, № 4, с. 467—475.

Стельмачонок К.З., Ишков Ю.М. Металлоносность рудообразующих растворов Ермаковского бериллиевого месторождения (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (5), с. 802—814.

Холланд Г.Д., Малинин С.Д. Растворимость и распространение нерудных минералов // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., Мир, 1982, с. 370—405.

Barton M.D., Young S. Non-pegmatitic deposit of beryllium: mineralogy, geology, phase equilibria and origin // Beryllium: mineralogy, petrology, and geochemistry. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, v.50. Mineralogical Society of America, Washington, D.C. 2002, 691 с.

Brandeis G., Jaupart C. Characteristic dimensions and times for dynamic crystallization // Origins of igneous layering / Ed. I. Parsons, D. Reidel Publishing Company, Boston, Massachusetts, 1987a, p. 613—639.

Brandeis G., Jaupart C. The kinetics of nucleation and crystal growth and scaling laws for magmatic crystallization // Contr. Miner. Petrol., 1987b, v. 96, p. 24—34.

Brandeis G., Jaupart C., Allegre C.J. Nucleation, crystal growth and the thermal regime of cooling magmas // J. Geoph. Res., 1984, v. 89, p. 10 161—10 177.

Brown P.E. FLINCOR: a microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data // Amer. Miner., 1989, v. 74, p. 1390—1393.

Fenn P.M. On the origin of graphic granite // Amer. Miner., 1986, v. 71, p. 325—330.

Jaupart C., Brandeis G. The stagnant bottom layer of convecting magma chambers // Earth Planet. Sci. Lett., 1986, v. 80, p. 183—199.

March B.D. Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization // Contr. Miner. Petrol., 1988, v. 99, p. 277—291.

Petersen J.S. Columnar-dendritic feldspars in the Lardalite Intrusion, Oslo Region, Norway: 1. Implications for unilateral solidification of a stagnant boundary layer // J. Petrol., 1985, v. 26, Part 1, p. 223—252.

Reyf F.G. Direct evolution of W-rich brines from crystallizing melt within the Mariktikan granite pluton, west Transbaikalia // *Miner. Depos.*, 1997, v. 32, p. 475—490.

Swanson S.E., Fenn P.M. Quartz crystallization in igneous rocks // *Amer. Miner.*, 1986, v. 71, p. 331—342.

Tropper P., Manning C.E. The solubility of fluorite in H₂O and H₂O—NaCl at high pressure and temperature // *Chem. Geol.*, 2007, v. 242, № 3—4, p. 299—306.

Wood S.A. Theoretical prediction of speciation and solubility of beryllium in hydrothermal solutions to 300 °C at saturated vapor pressure: application to bertrandite/phenakite deposits // *Ore Geol. Rev.*, 1992, v. 7, p. 249—278.

*Рекомендована к печати 27 марта 2008 г.
А.С. Борисенко*

*Поступила в редакцию 8 августа 2007 г.,
после доработки — 20 февраля 2008 г.*