

УДК 553.065.1:550.41

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУД АУНИКСКОГО F-Be МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

© 2019 г. Л. Б. Дамдинова^{1,2,*}, Б. Б. Дамдинов^{1,2}, М. О. Рампилов¹, С. В. Канакин¹

¹Геологический институт СО РАН
Россия, 670031, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а
²Бурятский государственный университет
Россия, 670000, Улан-Удэ, ул. Смолина, 24А
*E-mail: ludamdinova@mail.ru

Поступила в редакцию 12.12.2017 г.

После доработки 05.04.2018

Принята к публикации 17.05.2018

В статье представлены результаты изучения состава руд и рудообразующих растворов, условий формирования и источников Be оруденения на примере Ауникского F-Be месторождения, входящего в состав Западно-Забайкальской бериллиеносной провинции, а также оценены главные факторы, ответственные за формирование бериллиевого оруденения. Руды месторождения представлены полевошпат-флюорит-фенакит-бертрандитовыми метасоматитами, образованными по углистым известнякам при их метасоматическом замещении гидротермальными растворами, приносящими F, Be и сопутствующие элементы-примеси. Установлено, что формирование ранней фенакит-флюоритовой ассоциации происходило из высокофтористых CO₂-содержащих растворов повышенной щелочности с солесностью ~ 10.5–12 мас.% экв. NaCl в температурном интервале ~ 370–260 °С при давлениях от 1873 до 1248 бар. Более поздние флюорит и бертрандит формировались растворами с солесностью 6.4–7.7 мас.% экв. NaCl в интервале температур ~ 156–110 °С и давлений — 639–427 бар. Исследования изотопного состава минералов рудной ассоциации подтвердили апокарбонатную природу главных руд месторождения и позволили установить магматогенную природу рудообразующих палеогидротерм, источником которых явились субщелочные лейкограниты. Главными факторами, обусловившими формирование F-Be руд, явились уменьшение активности F в растворах за счет связывания Ca и F во флюорит, а также снижение температуры в ходе рудоотложения. Повышенная щелочность рудообразующих растворов обусловила невысокую растворимость Be комплексов, что привело к низкому содержанию Be в рудах и относительно малому масштабу оруденения на месторождении.

Ключевые слова: Ауникское F-Be месторождение, апокарбонатные руды, флюидные включения, термобарогеохимия, гидротермальное рудообразование, фтор, бериллий, CO₂, рудообразующие растворы, изотопный состав.

DOI: 10.31857/S0016-777061118-38

ВВЕДЕНИЕ

На территории Западного Забайкалья установлена бериллиеносная провинция, главным объектом которой является одно из крупнейших в мире Ермаковское F-Be месторождение, относящееся к флюорит-бертрандит-фенакитовой формации и отличающееся самым высоким средним содержанием BeO в рудах — 1.34 мас.% (Kremenetsky *et al.*, 2000; Beryllium..., 2002). Месторождение изучалось в течение длительного периода разными исследователями (Беус, 1960; Генетические типы..., 1975; Новикова и др., 1994, 1998; Куприянова и др., 2009, 2011; Гинзбург и др., 1965, 1969, 1979; Лыхин и др., 2001; Лыхин, Ярмолук, 2015; Стельмачонок, Ишков, 2001; Рейф, 2008; Рейф, Ишков, 1999, 2003;

Рейф и др., 2005; Рипп и др., 2016; Reyf, 2004; Дамдинова, Рейф, 2004, 2005, 2008; Дамдинова и др., 2018; Beryllium..., 2002 и др.). В то же время другие объекты этой провинции, имеющие схожий состав оруденения, остаются малоизученными.

Одним из таких объектов является Ауникское флюорит-бериллиевое месторождение, которое считается аналогом Ермаковского месторождения, но с более бедными рудами (Генетические типы..., 1975). Многие черты геологического строения и вещественного состава руд этих двух месторождений близки. Так, главными минералами руд являются флюорит, фенакит и бертрандит, главные рудные тела месторождений представляют собой минерализованные зоны и

залегают в экзоконтактовой части интрузивов щелочных гранитов. В то же время детального изучения состава и источников рудообразующих растворов, а также выявления условий и механизмов формирования оруденения на Ауникском месторождении ранее не проводилось.

Несмотря на близость некоторых характеристик, Ауникское месторождение значительно уступает Ермаковскому по содержанию Be и масштабам оруденения. Это может быть обусловлено разными факторами: низким содержанием Be в гидротермальных растворах, неблагоприятными для эффективного рудоотложения физико-химическими условиями рудообразующей системы, неподходящим для осаждения Be составом вмещающего субстрата, либо совокупностью нескольких факторов и др. Определение этих факторов необходимо для расшифровки условий и механизмов природного рудообразования и уточнения особенностей поведения бериллия в гидротермальном процессе.

В настоящей работе представлены результаты изучения состава руд и рудообразующих растворов, условий формирования и источников Be оруденения, а также оценены главные факторы, ответственные за формирование бериллиевого оруденения Ауникского F-Be месторождения.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для решения минералогических и петрографических задач использовались методы оптической микроскопии на поляризационном микроскопе OLYMPUS BX-51 с цифровой фотокамерой MicroPublisher 3.3 RTV.

Химический состав минералов определен Е.В.Хромовой и С.В.Канакиным в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ) методом рентгеноспектрального микроанализа на сканирующем электронном микроскопе LEO-1430VP с энерго-дисперсионным спектрометром INCAEnergy 350.

Силикатный анализ пород и руд выполнен Б.Б.Лыгденовой, И.В.Звонцовым, Л.В.Митрофановой, М.Г.Егоровой, Т.Г.Хумаевой на атомно-абсорбционном спектрофотометре AAS-1N, спектрофотометре Юнико 1201, иономере Анион-4100 в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ).

Концентрации элементов-примесей в породах и рудах определены к.г.-м.н. Б.Ж.Жалсараевым и Ж.Ш.Ринчиновой на рентгеновском флуоресцентном кристалл-дифракционном спектрометре ARL PERFORM'X. Содержания Be, B, Li, Cs и R3Э — атомно-эмиссионным спектральным анализом (ICP-AES) на приборе OPTIMA-2000 DV, Т.И.Казанцевой и Л.А.Левантуевой в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ).

Изотопные составы стронция, кислорода и углерода проанализированы В.Ф.Посоховым и

В.Л.Посоховой в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ) на масс-спектрометре Finigan MAT 253. Погрешность полученных значений составила не более 0.2–0.3%.

Изотопный анализ серы сульфидов и водорода в водосодержащих минералах выполнен в Центре изотопных исследований ДВНЦ РАН (г. Владивосток) на изотопном масс-спектрометре Finnigan MAT 253, аналитик Т.А.Веливецкая.

Флюидные включения (ФВ) во флюорите и минералах Be исследовались методами термометрии, криометрии, волюмометрии и рамановской спектроскопии. Для определения температур общей гомогенизации, температур эвтектики и плавления льда водных растворов, температур растворения дочерних фаз и гомогенизации сжиженных газов использовалась микротермокамера THMSG-600 фирмы Linkam с диапазоном измерения температур от –196 до +600 °С. Стандартная аппаратная ошибка измерений составляет ±0.1 в отрицательной и ±5 °С в положительной области температур.

Измерение объема включений, газовой и твердой фаз проводилось методом волюмометрии (Ишков, Рейф, 1990).

Давление флюида во включениях определялось по методикам, приведенным в работах (Brown, 1989) с помощью программы FLINCOR для системы $H_2O \pm CO_2 \pm NaCl$ по уравнению Bowers&Helgeson.

Приблизительную оценку содержания солей во включениях находили по температуре плавления льда, используя двухкомпонентную водно-солевую систему ($NaCl-H_2O$) через эквивалент $NaCl$ (Bodnar, Vityk, 1994). Преобладающая соль в водном растворе включений определялась по температуре эвтектики, характеризующей водно-солевую систему (Борисенко, 1977, 1982).

Состав газовой фазы индивидуальных ФВ и диагностика дочерних фаз определены методом КР-спектроскопии в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) на одноканальном КР-спектрометре LabRam HR 800 с полупроводниковым детектором Horiba Scientific Symphony II и конфокальным микроскопом Olympus BX-41. В качестве возбуждающего использовано излучение Ar лазера CVI MellesGriot с длиной волны 514 нм и выходной мощностью 50–30 мВт. Для идентификации твердых фаз во включениях использовалась известная база КР-спектров RRUFF (<http://rruff.info/>).

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ АУНИКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Географически Ауникское месторождение находится в Баунтовском районе республики Бурятия, в верховьях ключа Ауник, в 22 км

северо-западнее п. Багдарин. Месторождение было открыто Н.А. Фишевым в 1960 г. Под руководством Е.Н. Галанина была проведена предварительная разведка и подсчитаны запасы по категориям C_1 и C_2 . Позднее запасы были неоднократно пересчитаны — в 1971 г. Т.Ю. Вареником, в 1974 г. А.Ф. Зуевым и Л.П. Капустиной, с целью выделения блоков с более высоким содержанием Ве. В результате месторождение отнесено к крупным объектам с бедными рудами при среднем содержании $BeO \sim 0.18$ мас.%. Минералогия и петрография пород и руд месторождения детально изучались А.С. Назаровой еще на стадии предварительной оценки (Назарова, 1965, 1968, 1969, 1970).

В геологическом строении района выделяются несколько структурных этажей: Шаманская офиолитовая и Келянская островодужная ассоциации позднего рифея (Митрофанов и др., 1983; Аристов и др., 2005; Руженцев и др., 2012; Минина и др., 2016; Гордиенко и др., 2010), а также Багдаринский — герцинский наложенный прогиб сложенный терригенно-карбонатными породами. Ауникское флюорит-фенакит-бертрандитовое месторождение наряду с близко расположенными Амандакским торит-флюорит-фенакитовым месторождением и Верхне-Амандакским рудопроявлением слагают единый Амалат-Талойский рудный узел на восточном краю Западно-Забайкальской бериллиевой металлогенической провинции (Назарова, 1965; Гинзбург и др., 1965, 1969, 1979; Генетические типы..., 1975). Все месторождения этого рудного узла приурочены к зоне краевых разломов Багдаринского средне-верхнепалеозойского прогиба и экзоконтактовым участкам штоков субщелочных и щелочных лейкогранитов в разных структурных обстановках (Булнаев, 2006).

Ауникское месторождение расположено в северо-западной части рудного узла за пределами Шаманской офиолитовой ассоциации и залегает среди сложнодислоцированных образований, отнесенных, по современным данным, к точерской свите (D_{1-2} tc) (Руженцев и др., 2012; Минина и др., 2016). Свита несогласно, с базальными конгломератами, залегает на докембрийских метаморфических породах байкальского комплекса. В ряде мест в основании свиты установлены блоки нижнекембрийских доломитов. В основном отложения свиты представляют собой граувакковый флишоид с прослоями углистых известняков, туффитов, глинисто-кремнистых сланцев, содержащий конформные субвулканические тела диабазов, трахириолитов, фельзитов.

Рудные зоны Ауникского месторождения приурочены к ядру небольшой антиклинальной складки, сложенной массивными известняками,

переслаивающимися с углисто-карбонатными и филлитовидными хлорит-кварц-глинистыми сланцами и полимиктовыми песчаниками, ось которой имеет северо-западное простирание (фиг. 1). В этом же направлении ориентированы вытянутые вдоль боковых разломов трещинные тела рудоносных гранитоидов и ветвящиеся линзовидные залежи бериллиевых руд. При этом само оруденение сосредоточено в ближнем экзоконтакте штока субщелочных лейкогранитов в пачках переслаивающихся карбонатных и алюмосиликатных осадочно-метаморфических пород.

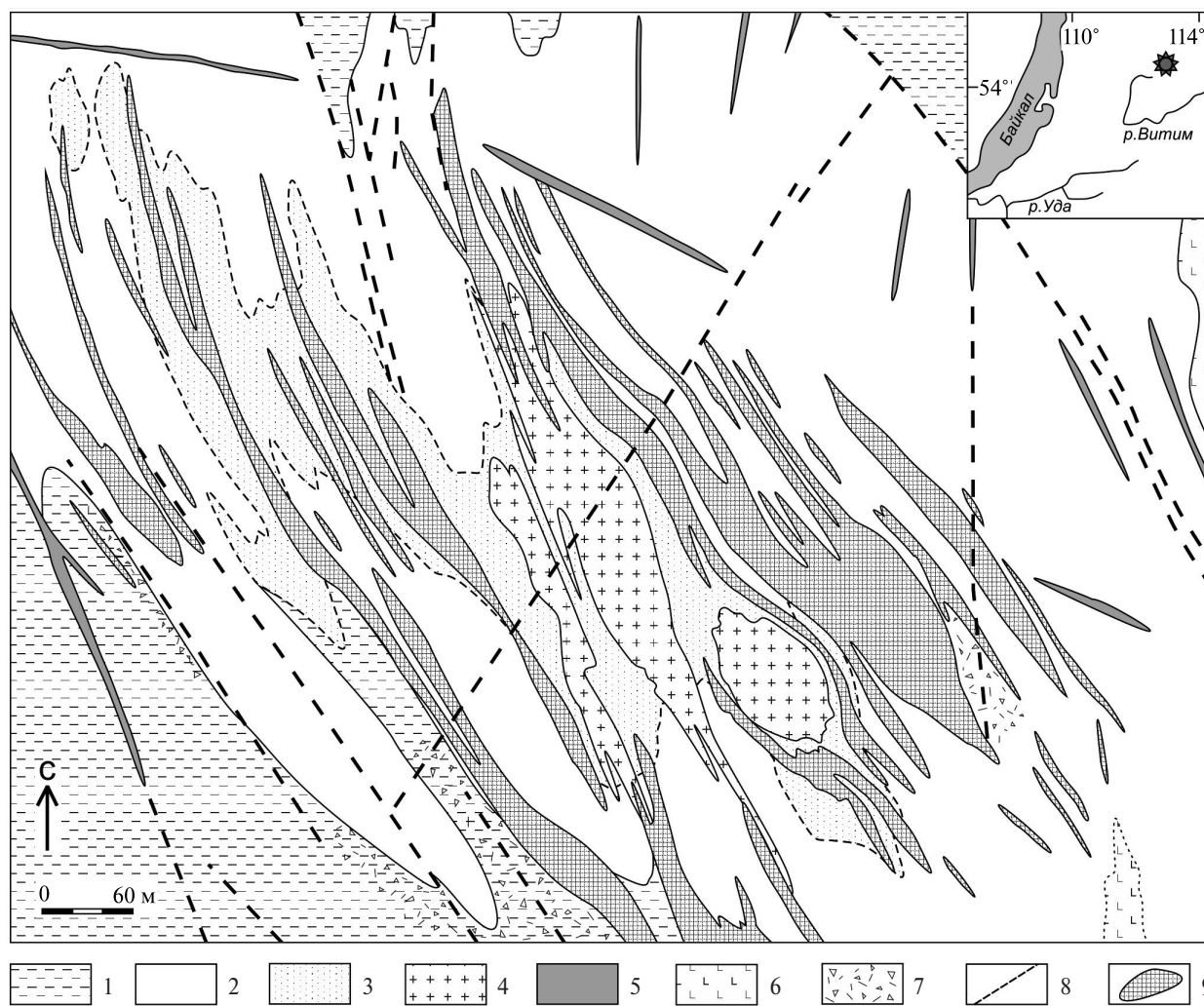
Осадочно-метаморфические породы пересечены многочисленными дизъюнктивными нарушениями. Большая часть разрывных рудоуправляющих нарушений и зон дробления имеют северо-западное простирание и развиваются субсогласно с простиранием пород. На юге месторождение ограничено зоной брекчирования северо-восточного простирания (45°), по которой северный блок, включающий месторождение, несколько приподнят.

Из магматических образований в геологическом строении Ауникского месторождения принимают участие штоки субщелочных лейкогранитов малокуналейского комплекса, мелкие тела и дайки сиенит-порфиоров, дайки керсантитов, сиенитов и базитов (Назарова, 1965).

Субщелочные лейкограниты слагают небольшое штокообразное тело, шириной на поверхности до 60 м, на глубине до 100 м. Эти лейкограниты по геохимическим особенностям близки к рудоносным гранитоидам (субщелочным и щелочным лейкогранитам) Ермаковского и Оротского месторождений (Лыхин, Ярмолюк, 2015). Породы сложены кварцем, плагиоклазом и КПШ, характеризуются содержанием суммы щелочей на уровне 8.11–8.13 мас.%.

Пространственная сопряженность бериллиевого оруденения со штоком лейкогранитов Ауникского месторождения и близость их изотопного состава (Назарова, 1965; Булнаев и др., 1996, 2006, 2008), по всей видимости, свидетельствует о близодновременном их формировании и о тесной связи Ве минерализации с гранитоидами. Возраст образования штока рудоносных лейкогранитов — 241 ± 1.6 млн лет является несколько более древним по сравнению с щелочными гранитами Ермаковского месторождения, сформированными 225 млн лет назад (Лыхин и др., 2001; Лыхин, Ярмолюк, 2015).

Дорудная дайковая серия пород Ауникского месторождения представлена сиенит-порфирами, фельзитовыми сиенит-порфирами и керсантитами. Тела фельзитов и сиенит-порфиоров прорывают шток рудоносных лейкогранитов (Булнаев, 2006). Керсантиты образуют два не-



Фиг. 1. Схема геологического строения Ауникского фтор-бериллиевого месторождения (по данным Е.И. Галанина). 1 — сланцы с прослоями известняков; 2 — известняки, доломиты; 3 — скарны и скарнированные известняки; 4 — субшелочные граниты, кварцевые сиениты; 5 — дайки сиенитов; 6 — керсантиты; 7 — зоны дробления и брекчирования; 8 — тектонические нарушения; 9 — рудные тела.

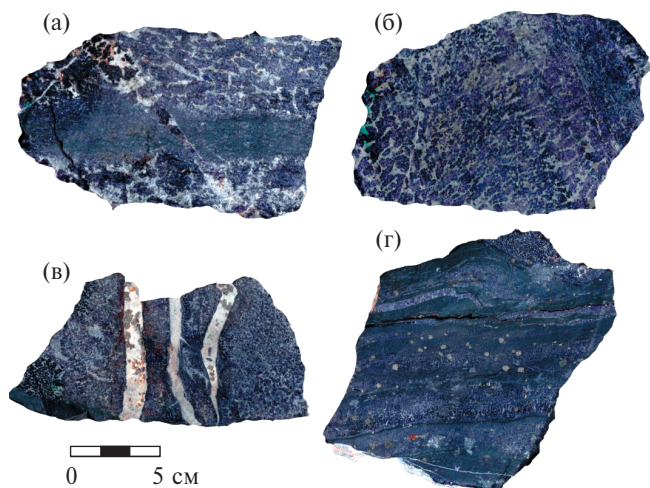
больших штокообразных тела в восточной части месторождения и залегают среди известняков на некотором удалении от штока лейкогранитов. Возраст керсантитов, датированный по апатиту, биотиту и породе в целом, отвечает 276 ± 20 млн лет (Лыхин, Ярмолюк, 2015). Особенностью их состава является наличие многочисленных ксенолитов вмещающих известняков (Назарова, 1965). О дорудном происхождении даек свидетельствует также пересечение их мелкими зонами флюорит-бериллиевой минерализации.

Субшелочные граниты и сиенит-порфиры участками альбитизированы и окварцованы. Вблизи массива рудоносных лейкогранитов во вмещающих осадочных породах развиты диопсид-везувиановые скарны с тремолитом, актинолитом, волластонитом и скарнированные породы, кроме того, отмечаются ороговикование, флюоритизация и сульфидизация.

ФЛЮОРИТ-БЕРИЛЛИЕВЫЕ РУДЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

На Ауникском месторождении выделены три субпараллельные линейно-вытянутые в северо-западном направлении минерализованные зоны дробления осадочно-метаморфических пород, сильно подвергшихся контактово-метасоматическим процессам. В пределах этих зон установлено до 35 рудных тел, которые имеют сложные ветвящиеся формы и образуют линзовидные залежи, сосредоточенные в зоне ближнего экзоконтакта штока рудоносных лейкогранитов (Булнаев, 2006).

Наиболее богатые участки рудных тел приурочены к пропласткам углистых известняков, в меньшей степени к углисто-карбонатным сланцам. Прослой сланцев минерализованы значительно слабее и зачастую служат естественной границей рудных тел либо являются безрудными



Фиг. 2. Фотографии фтор-бериллиевых руд месторождения Ауникское. а — чередование участков руд с ячеистой структурой и незамещенных прослоев углистых сланцев; б — постепенный переход мелкозернистых ячеистых руд к более крупнозернистым рудам с субграфической структурой; в — поздние секущие кварц-карбонат-полевошпатовые прожилки (светлые) с сульфидными минералами; г — тонкое переслаивание углистых сланцев и флюорит-бериллиевых руд.

промежутками внутри них (фиг. 2а, г). Основные рудные тела находятся в непосредственной близости от штокообразного тела лейкогранитов или гораздо реже на удалении от него, где приурочены к дайкам сиенитов (фиг. 1). Часть тел контролируется контактовыми зонами даек и массива лейкогранитов. По простиранию рудные тела прослеживаются на 150–300 м, иногда до 500 м, мощность тел от 3 до 60 м, на глубину они прослеживаются до 350 м.

Главные рудные тела на месторождении представлены протяженными и достаточно выдержанными по глубине и мощности телами апокарбонатных (апоизвестняковых) полевошпат-флюоритовых метасоматитов, содержащих Be оруденение, локализующихся в минерализованных зонах дробления терригенно-карбонатных пород. В меньших количествах присутствуют апосиликатные (апоскарновые и апосланцевые) бедные руды, представляющие собой зоны полевошпат-флюоритовых прожилков среди скарнов, скарнированных известняков и сланцев. Пржилки сопровождаются флюоритовыми метасоматическими ореолами в карбонатных прослоях, тогда как в алюмосиликатных породах отмечается лишь слабая флюоритизация. Бериллиевая минерализация отмечается также и в зонах экзоконтакта даек альбитизированных сиенит-порфиров, где связана с участками метасоматическими измененных пород (Куприянова и др., 2011).

Состав руд в основном полевошпат-флюорит-фенакит-берtrandитовый, с глубиной, по

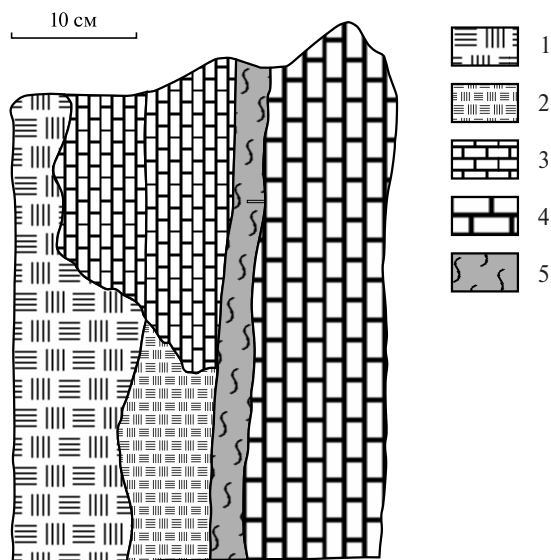
данным бурения, наблюдается переход этих руд в альбит-флюорит-фенакитовые. Также скважинами на глубине 145–190 м в зоне эндоконтакта альбитизированных и окварцованных гранитоидов был вскрыт участок с молибденовой минерализацией, которая не сопровождается фтор-бериллиевой (Булнаев, 2006). Молибденит отмечается в многочисленных кварцевых прожилках в ассоциации с другими сульфидными минералами — пиритом, галенитом, сфалеритом и арсенопиритом.

В рудах также развиты поздние карбонатные, кварцевые, полевошпатовые и кварц-полевошпатовые прожилки, имеющие секущие взаимоотношения с ранними флюоритсодержащими рудными ассоциациями и содержащие вкрапленность сульфидных минералов — пирита, молибденита и др. (фиг. 2в).

ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФЛЮОРИТ-БЕРИЛЛИЕВЫХ РУД

Структурно-текстурные и минералогические особенности руд зависят от состава и интенсивности трещиноватости вмещающих пород. Наиболее богатые массивные апокарбонатные флюорит-бериллиевые метасоматические руды месторождения образуют линзовидные тела, содержащие до 50–60 об.% флюорита и 0.2–2.5 мас.% BeO , среди однородных мраморизованных известняков с редкими прослоями сланцев (Назарова, 1965). Эти руды преимущественно характеризуются полосчатой или ритмично-полосчатой текстурами, которые обусловлены ритмичным чередованием прослоев разной зернистости и окраски. Ритмичное чередование слоев в рудах наследуется от вмещающих углистых известняков (фиг. 3). Зернистость меняется от мелкозернистых к средне- или крупнозернистым агрегатам, с четкими границами между ними (фиг. 2б), окраска от светло-фиолетовой до насыщенной темно-фиолетовой. Кроме того, в этих прослоях отмечаются участки с ярко-выраженной ячеистой или субграфически-ячеистой структурами (фиг. 2а–в).

Главный минерал руд представлен флюоритом, слагающим зерна неправильной изометричной либо округлой формы фиолетовой или темно-фиолетовой окраски (фиг. 4а, б). В его зернах часто отмечается зональность, где центральная часть имеет бледно-фиолетовую окраску, а края отличаются темно-фиолетовым цветом (фиг. 4б). По отношению к другим минералам флюорит более идиоморфен, что придает рудам ячеистый облик (фиг. 4а), участками зерна флюорита образуют практически мономинеральные прослои. Небольшие интерстиции между зер-



Фиг. 3. Зарисовка унаследованной (реликтовой) полосчатости руд: 1 — крупнозернистая полевошпат-флюорит-фенакитовая руда; 2 — мелкозернистая полевошпат-флюорит-фенакитовая руда; 3 — крупнозернистый мраморизованный известняк; 4 — мелкозернистый мраморизованный известняк; 5 — углесто-карбонатный сланец.

нами флюорита заполнены агрегатами полевых шпатов, карбонатов, кварца, минералов Be и др.

По данным А. С. Назаровой (Назарова, 1965), на месторождении выделяются 3 генерации флюорита. Флюорит I генерации в основном слагает неправильные зерна темно-фиолетового цвета с четкой зональной окраской и составляет от 15 до 70% от общего состава руд. По отношению к микроклину, кварцу и фенакиту его агрегаты более идиоморфны и участками образуют практически мономинеральные прослои. Эта генерация флюорита формирует массивные, либо ячеистые руды.

Флюорит II генерации выделяется более светло-фиолетовой окраской, он отмечается в виде кубических кристаллов или обрастает корродированные альбитом зерна раннего флюорита.

Флюорит III генерации является бесцветным или слабо окрашенным, встречается в виде гнездовидных крупнозернистых образований в ассоциации с поздним кальцитом.

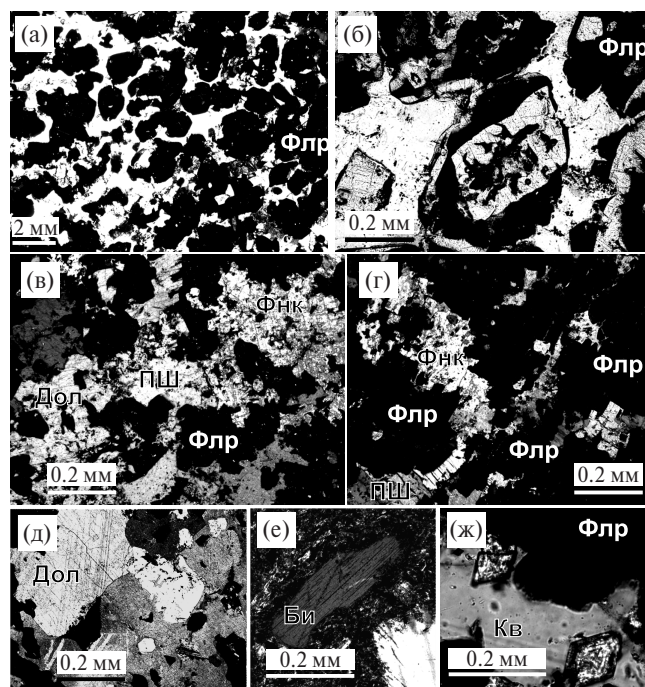
Зерна карбонатов в рудах имеют самый разнообразный облик, слагают преимущественно ксеноморфные агрегаты неправильной формы, занимающие интерстиции между зернами флюорита (фиг. 4в, д). В разных образцах количество карбонатов варьирует от 10 до 15 об.%. Размер зерен меняется от первых миллиметров до 6—9 мм. По химическому составу среди карбонатов преобладают доломит, анкерит и железистый анкерит, в небольшом количестве присутствует кальцит в виде поздних агрегатов или прожил-

ков (см. фиг. 2в). Практически все карбонаты содержат FeO и MnO, изоморфно замещающие Mg, вплоть до появления железистого анкерита, содержащего до 22.09 мас.% FeO (табл. 1). В некоторых зернах карбонатов присутствуют примеси SrO до 0.69 мас.%

Полевые шпаты в рудах представлены плагиоклазом и калиевым полевым шпатом (микрочлином). В разных образцах количество их варьирует от 5 до 10 об.%.

Плагиоклаз (4—6 об.%) слагает кристаллы преимущественно таблитчатой формы с хорошо выраженным идиоморфизмом. Размеры зерен варьируют от первых миллиметров до 4—5 мм. Нередко плагиоклаз образует скопления с КПШ, карбонатами, кварцем, заполняя интерстиции между зернами флюорита (фиг. 4в, г). По химическому составу плагиоклаз отвечает альбиту — олигоклазу, с примесью Fe до 0.32—0.36 мас.% (табл. 2).

Микроклин (5—8 об.%) присутствует в рудах в виде агрегатов неправильной формы (фиг. 4в, г). Размеры его в среднем достигают 2—5 мм, единичные выделения в крупнозерни-



Фиг. 4. Фотографии шлифов флюорит-бериллиевых руд. а — ячеистая структура; б — зерна зонального флюорита с внешней темно-фиолетовой каймой (в центре фото); в-г — тесные срастания доломита, альбита и фенакита в интерстициях между зернами флюорита; д — агрегаты карбонатов; е — зерно биотита таблитчатой формы; ж — зерна циркона в кварце на контакте с флюоритом.

Николи скрещены на всех фото, кроме б.

Условные обозначения (здесь и далее): Флр — флюорит, Фнк — фенакит, ПШ — полевой шпат, Дол — доломит, Кв — кварц, Би — биотит.

Таблица 1. Химический состав карбонатов из руд Ауникского месторождения

№ образца	Порода	Минерал	FeO	MnO	MgO	CaO	SrO	Сумма
Ау-9	Массивная флюоритовая руда	Доломит	6.50	0.57	16.80	29.62	0.53	54.02
		Анкерит	8.18	0.52	14.39	28.36		51.45
		Анкерит	14.91	0.77	10.20	28.61		54.50
		Анкерит	13.42	0.39	10.63	29.15		53.58
Ау-14а	Флюоритовая руда к/з прослой	Анкерит	9.80	0.62	13.42	29.76	0.69	53.60
		Доломит	4.57		16.45	30.22		51.24
		Доломит	4.81	0.36	16.63	30.11		51.92
		Анкерит	9.56	0.71	13.50	29.91		53.68
Ау-14б	Флюоритовая руда м/з прослой	Железистый анкерит	16.16	5.89	7.50	27.76		57.99
		Доломит	5.17		17.20	30.36		52.73
		Анкерит	13.96	0.87	11.16	29.30		55.28
Ау-69	Апоскарновая руда	Железистый анкерит	22.09	0.32	6.73	28.00		57.14
		Кальцит	0.37			54.79		55.17
						54.25		54.25

Примечание. Сумма оксидов для карбонатных минералов дана без учета содержания CO₂. Пустые клетки — элемент не обнаружен. Здесь и далее: к/з — крупнозернистый, м/з — мелкозернистый.

Таблица 2. Химический состав полевых шпатов Ауникского месторождения

№ п/п	№ образца	Порода	Минерал	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	BaO	FeO	SrO	Сумма			
1	Ау-9	Флюоритовая руда	КПШ	62.17	17.76	0.65	16.27		1.02			97.87			
2				64.41	17.82		17.39					99.62			
3	Ау-14а	Флюоритовая руда к/з прослой	КПШ	64.33	17.89		17.97					100.20			
4				64.67	17.55		18.11					100.33			
5	Ау-14б	Флюоритовая руда м/з прослой	Гиалофан	59.47	18.01		15.89	5.19				98.56			
6				55.90	19.50		13.83					10.42	99.65		
7	Ау-69	Апоскарновая руда	КПШ	60.78	17.27	0.32	16.86	1.00			1.37	97.61			
8				Гиалофан	59.94		18.69					16.00	3.80	0.39	98.81
9				Гиалофан	58.90		22.37					2.33	9.16	1.25	4.01
10	Ау-9	Флюоритовая руда	Альбит	68.87	18.10	10.16	0.19	0.41			0.35	97.67			
11				67.69	18.23		10.03					0.23	96.59		
12				67.54	19.12		9.88					0.24	0.50	97.29	
13				67.97	18.82		10.18					0.19	97.16		
14				68.90	17.67		9.42					0.23	1.53	97.75	
15	Ау-14а	Флюоритовая руда к/з прослой	Альбит	68.20	18.46	10.23	0.40			0.33	97.63				
16				68.05	19.33		10.11				0.18	0.31	97.98		
17	Ау-69	Апоскарновая руда	Олигоклаз	63.84	21.58	8.09	0.34	3.72			0.33	97.90			
18				57.40	26.72		5.78					0.25	9.44	99.60	
19				54.04	22.43		7.87					1.34	7.84	0.35	97.28
20				59.45	24.73		6.52					0.23	5.50	0.36	96.80
21				54.28	22.09		7.98					1.11	7.86	0.32	97.08

Примечание. Пустые ячейки — элемент не обнаружен.

Таблица 3. Химический состав биотитов и хлоритов из руд Ауникского месторождения

№ обр	Порода	Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	ThO ₂	F	Cl	Сумма
Ау-9	Флюоритовая руда	Биотит	57.89	0.83	0.72	4.13	0.34	15.31		11.62		5.85		96.69
			58.17	1.10	0.96	4.57	0.50	14.43		11.61		6.47		97.81
			52.37	1.30	1.85	6.88	0.97	11.74		10.82		4.96		90.89
Ау-146	Флюоритовая руда м/з	Биотит	56.71		0.59	2.44		15.32		11.66		5.90		92.63
			55.09	1.68	3.44	5.78		14.34		11.94		5.46		97.73
			55.17	1.65	3.67	4.66		15.42		12.21		4.87		97.66
			54.32	1.52	1.95	9.20		13.22	1.23	11.88		5.03		98.34
Ау-69	Апоскарновая руда	Хлорит	26.19		21.46	38.47		1.53	1.08					88.72
			26.78		14.87	42.83		1.72	1.39					87.59
			29.27		21.90	33.49		1.64	1.69		0.67		0.28	88.94

Примечание. Пустые ячейки – элемент не определялся.

стых прослоях до 7–10 мм. Так же как и плагиоклаз, микроклин приурочен к межзерновым промежуткам флюорита. В мелкозернистых прослоях и в апоскарновых рудах в КПШ отмечается примесь ВаО (табл. 2). В некоторых образцах содержание ВаО достигает 10.42 мас.%, что позволяет отнести минерал к гиалофану, содержащему примеси Na₂O (до 2.33%), СаО (до 1.25%) и SrO (до 1.37%). Кроме того, в микроклине часто наблюдаются очень мелкие включения, представленные зернами кварца, биотита. Микроклин нередко замещается альбитом.

Кварц (до 5–7 об.%) образует агрегаты неправильной либо изометричной формы размером 0.2–5 мм, заполняющие промежутки между зернами флюорита (фиг. 4ж), часто в сростании с плагиоклазом и КПШ. Для зерен кварца характерно волнистое погасание.

Слюды в рудах чаще всего слагают единичные пластинчатые выделения (фиг. 4е) и представлены биотитом, участками замещаемым высокожелезистым хлоритом с содержанием FeO (33–38 мас.%) и MgO до до 1.7 мас.% (табл. 3).

Бериллиевые минералы представлены фенакитом и бертрандитом. В шлифах они часто находятся в сростании с полевыми шпатами и карбонатами, заполняя промежутки между флюоритом (фиг. 4а–г). Фенакит нередко наблюдается в виде скелетных кристаллов среди ячеистых агрегатов флюорита (фиг. 4в, г), реже — в виде сростков крупных кристаллов и зерен. Бертрандит чаще имеет форму удлинненно-пластинчатых или таблитчатых кристаллов размером от первых до 1–2 мм. В некоторых участках он образует скопления или радиально-лучистые агрегаты в ассоциации с альбитом, кварцем, карбонатами и флюоритом. Бертрандит нередко замещает фенакит и микроклин. По данным А.С. Назаровой

(Назарова, 1965) агрегаты бертрандита всегда выделяются позднее фенакита.

В рудах в небольших количествах идентифицированы минералы редких и редкоземельных элементов, такие как циркон (фиг. 4ж), ксенотим, паризит, синхизит, бастнезит, монацит, а также торит, ферриторит, касситерит, шеелит и фтор-апатит.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД

По химическому составу руды характеризуются высокими концентрациями F в пределах 12.18–16.39 мас.% и СаО (40.54–50.83 мас.%) (табл. 4). Здесь следует заметить, что по содержанию СаО и некоторых петрогенных компонентов, таких как TiO₂, FeO_{общ.}, MnO, руды соответствуют вмещающим мраморизованным известнякам. В то же время руды отличаются несколько повышенными концентрациями SiO₂, Al₂O₃, Na₂O, K₂O и P₂O₅. Содержания Be в рудах значительно варьируют в пределах 0.0013–0.48 мас.%, по данным Лыхина, Ярмюлка (Лыхин, Ярмюлк, 2015) — достигают 0.22 мас.%. Кремнезем в рудах присутствует на уровне 16–26 мас.%.

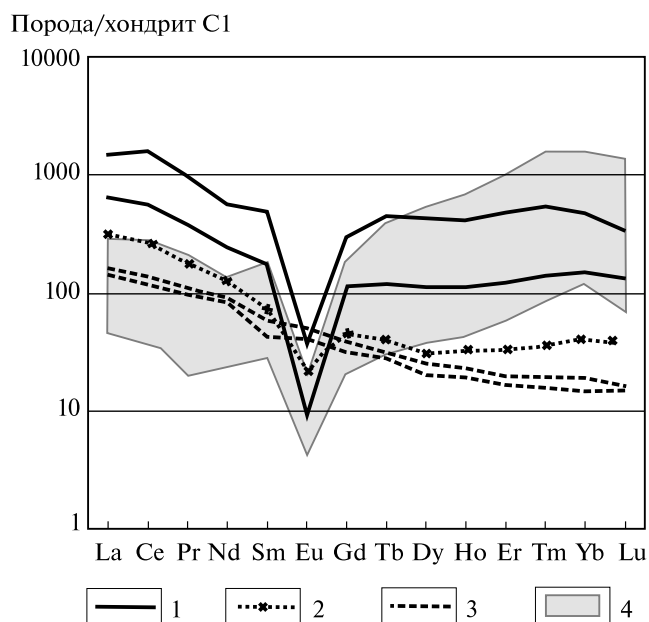
В единичных пробах фиксируются повышенные концентрации Li до 0.15 мас.% и Rb — до 0.1 мас.%. Кроме того, из элементов-примесей, в рудах относительно повышены содержания Sr (до 2654 г/т), Y (до 1156 г/т), в меньшей степени — Th (до 837 г/т) и W (до 442 г/т).

Графики распределения РЗЭ в рудах Ауникского месторождения характеризуются слабо дифференцированным распределением элементов, с обогащением тяжелыми РЗЭ (фиг. 5). La/Yb_n отношение меньше 1, варьирует от 0.16 до 0.68. Характерна контрастная отрицательная Eu аномалия — Eu/Eu* = 0.13 – 0.47.

Таблица 4. Химический состав изученных образцов пород и руд Ауникского месторождения

№ пробы	1	2	Ау-22	Ау-19	Ау-20	Ау-69	Ау-11	Ау-12	Ау-14а	Ау-14б	Ау-16	Ау-18	Ау-73	Ау-90	Ау-21	Ау-737	Ау-739
SiO ₂	9.7	7.9	44.70	49.00	29.60	44.30	26.00	21.00	26.90	19.70	26.50	21.20	16.70	18.70	22.00	60.2	73.7
TiO ₂	0.13	0.02	2.14	2.19	0.43	0.64	0.09	0.10	1.22	0.41	0.16	0.23	0.15	0.14	0.33	0.49	0.16
Al ₂ O ₃	1.4	1.3	15.40	16.90	7.50	11.20	3.70	3.50	7.10	2.70	1.30	3.90	3.30	5.20	2.20	17.27	12.16
Fe ₂ O ₃	0.1	0.1	1.20	1.23	1.26	1.29	0.83	0.33	0.14	0.75	1.33	0.52	0.06	0.87	0.19	4.96*	3.44*
FeO	0.72	1	5.33	8.49	3.94	7.06	0.39	0.73	<0.1	0.54	0.46	2.51	2.39	0.42	0.35		
MnO	0.01	0.02	0.15	0.16	0.23	0.15	0.02	0.12	0.01	0.07	0.03	0.34	0.11	0.12	0.03	0.2	0.02
MgO	3.2	0.66	6.22	3.92	4.88	2.48	0.82	0.90	0.31	1.24	0.72	2.44	2.30	0.24	1.13	0.5	0.05
CaO	45.2	48.93	7.80	5.07	27.27	21.44	45.20	49.45	40.54	50.83	48.19	43.07	45.62	48.86	50.55	1.6	0.7
Na ₂ O	0.08	0.6	4.88	4.56	1.12	2.58	2.09	0.50	0.66	1.32	0.88	2.04	1.71	1.10	1.09	6.17	3.24
K ₂ O	0.31	0.02	3.68	3.23	1.46	1.91	1.10	2.86	5.36	0.91	0.42	0.61	1.12	3.48	0.18	5.47	4.89
P ₂ O ₅	0.03	0.03	0.61	0.65	0.66	0.49	0.12	0.12	<0.1	<0.1	<0.1	0.33	0.28	0.99	<0.1	0.09	0.04
п.п.п.	39.46	39.27	6.25	4.46	20.76	5.02	4.54	4.82	3.06	5.26	4.73	9.92	15.75	4.35	3.70	0.67	1.37
F	0.15	19	0.92	0.15	0.15	0.61	14.7	14.82	13.28	15.65	15.39	12.18	10.43	15.53	16.39		
Сумма	100.21	99.72	99.28	99.86	99.11	99.17	99.6	100.15	98.58	99.38	100.11	99.29	99.92	99.82	99.14	97.6	99.77
CO ₂	38.90	38.71	5.28	1.98	19.80	3.96	1.54	2.42	0.44	2.86	1.32	8.14	14.30	1.54	2.20		
S	<0.2	<0.2	1.20	0.62	0.73	0.89	0.76	<0.2	0.22	0.45	0.95	0.24	<0.2	<0.2	<0.2		
Be	25		3.5	27	3100	19	4800	13	4000	13	78.00	68.37	88	720	16	17	7.8
Li	529.70	50.13	34.92	53.66	103.41	67.34	44.90	70.46	78.00	16	12	18	20	23.53	81.10	410	42.7
Ni	55	12	41	121	18	10	19	16	12	13	8.9	19	13	18	10	6.4	5
Cu	19	9.5	14	73	9.2	9.2	7	13	8.9	96	24	48	29	34	8.8	20.7	111
Zn	205	158	255	290	44	40	58	96	24	3.3	-	6	2.3	92	82	224	213
Hf	4.6	4.1	2.2	-	11.3	8	3.3	-	-	-	-	-	-	3.6	12.6	15.3	46.7
Ta	6.3	0.9	1.7	6.1	-	2	-	-	-	-	-	-	1.6	2.2	3.4	2.7	41
W	23	5	116	11.7	154	442	74	286	30.4	17	35	13	170	25.7	300		
Mo	8.3	2.9	2.8	7.8	2.3	15	3	17	35	32	10	35	4.1	9.9	32		
Pb	640	27	24	228	57	48	36	32	10	32	10	35	12	116	95	172	65.4
Bi	-	-	2.4	1.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.3	-		
Th	30	18	19	60	837	134	837	176	172	151	151	68	32	67	405	29.5	661
U	5.9	2.8	4.9	11.6	9.4	6.2	5.2	3.6	3.9	5.1	7.2	5.1	7.2	9.3	11.4	5.82	88.9
As	16	22	3	64	36	60	60	14	53	95	44	44	26	51	5		
Br	-	-	-	8.2	0.7	-	-	-	-	-	-	-	-	0.9	-		
Cs	40.19	13.49	9.31	15.48	5.13	5.49	4.90	4.26	4.90	4.26	4.26	4.40	4.65	5.53	5.34	3.9	1.24
Rb	940.19	122.22	150.10	223.77	200.91	490.61	1098.9	73.53	73.53	73.53	89.32	89.32	140.66	468.41	212.57	773	372
Sr	867	873	1636	2654	2241	2046	1908	1994	1994	1994	2123	2123	2131	2066	1961	325	153
Y	21	30	25	108	951	154	1156	273	83	105	118	83	105	118	334	50.5	156
Zr	260	280	83	277	560	214	224	25	70	39	64	480	699	64	480	699	1560
Nb	64	19	6	20	57	67	456	92	54	58	58	139	57.6	58	139	57.6	476
Ba	1383	1242	572	4520	172	263	176	63	176	131	159	588	312	524	159	588	312
La	42	31	27	81	46	10	12	17	64	74	154	154	24	17	64	74	154
Ce	71	88	46	130	113	25	166	212	60	60	42	46	46	60	137	161	346

Примечание. Содержание петрогенных окислов, CO₂, S, F даны в мас.%, остальные элементы в ppm. П.п.п. — потери при прокаливании. * — железо общее. Ау-19, Ау-22 — кersантиты; Ау-20, Ау-69 — апоскарновые породы; 1, 2 — известняки; Ау-737 — дайка синигт-порфира, Ау-739 — лейкогранит (Лыхин, Ярмолюк, 2015); остальные образцы — флюорит-бериллиевые руды. Пустая клетка — не определялось, прочерк — ниже предела обнаружения.



Фиг. 5. Спектры распределения РЗЭ. 1 — лейкограниты; 2 — сиенит-порфиры; 3 — керсантиты; 4 — флюорит-бериллиевые руды.

Схожую форму кривой распределения имеют графики лейкогранитов. Здесь также отмечается контрастная отрицательная Eu аномалия, $Eu/Eu^* = 0.06 - 0.09$, и субпараллельный характер распределения элементов, с некоторым обогащением легкими РЗЭ, La/Yb_n отношение = 3.12 – 4.36.

Графики распределения РЗЭ в сиенитах и керсантитах значительно отличаются от руд, но

схожи между собой. Эти породы характеризуются обогащением легкими РЗЭ относительно тяжелых, La/Yb_n отношения в сиенитах — 7.9, в керсантитах 8.67–9.65. На графиках сиенитов отмечается слабо выраженная отрицательная Eu-аномалия ($Eu/Eu^* = 0.41$), тогда как в керсантитах Eu-аномалия отсутствует.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования включали определение изотопных отношений кислорода и углерода в карбонатах, серы в сульфидах, кислорода в силикатах и оксидах, водорода в бертрандите и небольшой объем определений отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$.

Результаты изотопного анализа кислорода, углерода и водорода в минералах приведены в табл. 5 и отражены на фиг. 6. Проанализированные карбонатные минералы включают доломит из рудного парагенезиса, кальцит из поздних прожилков и вмещающие мраморизованные известняки. Все они обогащены тяжелыми кислородом и углеродом и находятся за пределами мантийных значений.

Мраморизованные известняки относительно неизменных морских осадочных карбонатных пород резко обогащены легким кислородом. Такое обогащение может быть обусловлено механизмом их метаморфической рекристаллизации в результате привноса в породы изотопно легкого кислорода (Baertschi *et al.*, 1957; Denies, Gold, 1969). Изотопные составы кислорода и углерода в карбонатных минералах из рудных пара-

Таблица 5. Изотопный состав кислорода, углерода и водорода в минералах

№ п/п	Проанализированный материал	Минерал	$\delta^{13}C$ ‰ VPDB	δD ‰ VSMOW	$\delta^{18}O$ ‰ VSMOW	$\delta^{18}O$ ‰ fluid VSMOW
1	Вмещающие мраморизованные известняки	кальцит	0		16.6	
2		кальцит	1.6		11.3	
3		кальцит	-1.7		9.2	
4	Скарны пироксен-везувиановые	воластонит			8.3	10.8
5		диопсид			8.2	10
6		везувиан		-106.2	7.7	11.8
7	Флюорит-бериллиевые руды	кварц			13.8	6.8
8		бертрандит		-68.8	10.2	
9		бертрандит		-61.3	8.7	
10		кпш			5.5	
11		доломит	-3.2		13.5	7.5
12		доломит	-1.6		13.5	7.5
13		доломит	-1.3		13	7
14		доломит	-2.9		11.6	5.6
15		ферриторит			0.5	2.9

Таблица 5. Окончание

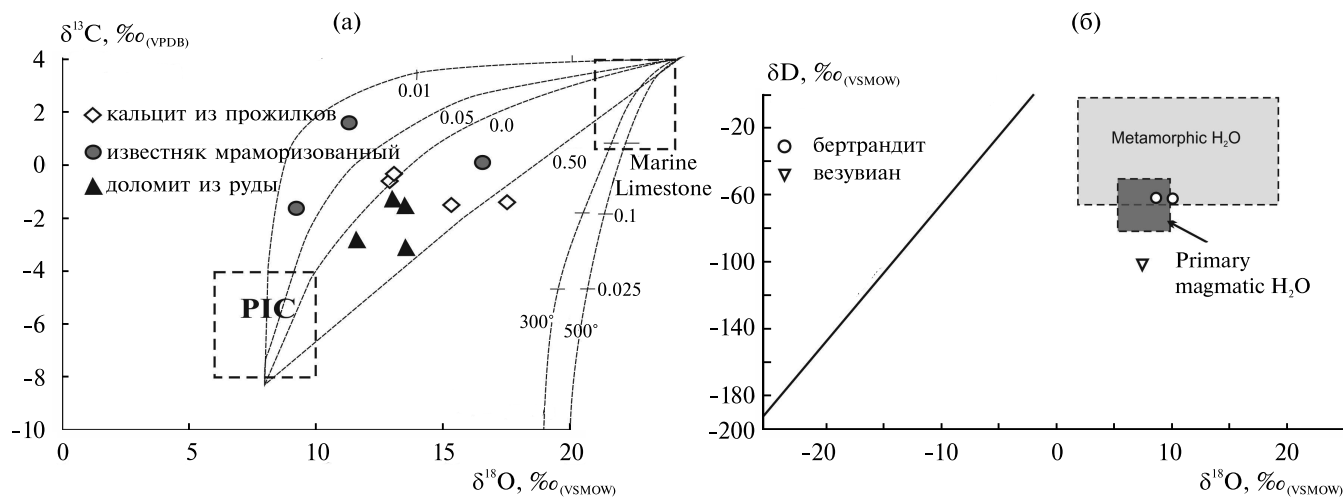
№ п/п	Пронализированный материал	Минерал	$\delta^{13}\text{C} \text{‰}$ VPDB	$\delta\text{D} \text{‰}$ VSMOW	$\delta^{18}\text{O} \text{‰}$ VSMOW	$\delta^{18}\text{O} \text{‰}$ fluid VSMOW
16	Полевошпатовые и кварц-полевошпатовые прожилки	кварц			16	4.4
17		кварц			13.9	2.3
18		кварц			13.5	1.6
19		кварц			12.8	1.2
20		альбит			11.2	2.9
21		кпш			8.4	0.4
22		кпш			8.2	0.2
23		кпш			7.9	-0.1
24		альбит			6.3	-2
25		кпш			6	-2
26		кпш			5	-3
27		кальцит	-1.4		17.5	7.7
28		кальцит	-1.5		15.3	5.5
29		кальцит	-0.4		13	3.2
30		кальцит	-0.6		12.9	3.1

Примечание. Температура, использованная при расчете составов флюидной фазы для скарнов условно принята 450 °С, для флюорит-бериллиевых руд — 300 °С и поздних прожилков — 200 °С. Расчет произведен по (Zheng, 1993).

генезисов, прожилков и из вмещающих пород однородны и ложатся на линии смешения двух резервуаров — осадочных карбонатных пород и мантийной углекислоты (фиг. 6а).

Изотопный анализ кислорода силикатных минералов показал, что кварц наиболее обогащен O^{18} ($\delta^{18}\text{O} = 12.8\text{--}16.0\text{‰}$), а обеднен тяжелым

кислородом ферриторит ($\delta^{18}\text{O} = 0.5\text{‰}$). Следует отметить близость значений $\delta^{18}\text{O}$ в кварце из рудного парагенезиса и из более поздних секущих прожилков (см. табл. 5). В полевых шпатах значение $\delta^{18}\text{O}$ варьирует от 5.0 до 11.2‰. Последовательное уменьшение значений $\delta^{18}\text{O}$ в ряду кварц-берtrandит-КПШ-ферриторит,



Фиг. 6. Диаграммы изотопных составов. а — $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ для карбонатных минералов относительно трендов смешения мантийного и осадочного карбонатного источников (Baumgartner, Valley, 2001). PIC — поле мантийных карбонатов по (Taylor *et al.*, 1967). В правом углу диаграммы кривые известково-силикатной декарбонатизации в интервале температур 300–500 °С (Baumgartner, Valley, 2001); б — δD и $\delta^{18}\text{O}$ для гидроксилсодержащих минералов скарнов и фтор-бериллиевых руд Ауникского месторождения. Источники флюидов из различных резервуаров Земли по (Sheppard, 1986).

по-видимому, соответствует ряду фракционирования изотопов кислорода в ходе эволюции гидротермального минералообразования. Расчет изотопного состава кислорода во флюиде, равновесном с минералами рудной ассоциации, проведенный для 300 °С, показал значения большей частью в интервале 5.6–7.5‰, что соответствует магматогенному флюиду. Для поздних кварц-полевошпатовых и полевошпатовых прожилков изотопный состав равновесного флюида, рассчитанный для 200 °С, показывает разброс значений $\delta^{18}\text{O}$, варьирующий от –3 до 7.7‰. Такой невыдержанный изотопный состав кислорода может свидетельствовать о гетерогенности источников воды в пострудных гидротермах.

Фигуративные точки изотопных составов кислорода и водорода, определенных непосредственно в бериллиевых минералах (бертрандите), попадают в поле первично-магматической воды на диаграмме $\delta\text{D} - \delta^{18}\text{O}$ (фиг. 6б).

Близость изотопных составов кислорода в диопсиде, везувиане и волластоните из скарнов отражает их генетическую взаимосвязь, подтверждаемую также и близкими изотопными составами кислорода в равновесном флюиде, рассчитанном для 450 °С — наиболее вероятной температуры скарнообразования.

Таблица 6. Изотопный состав сульфидной серы

№ п/п	Анализируемый материал	Минерал	$\delta^{34}\text{S} \text{‰}$ CDT	
1	Сульфидизированные граниты и сиениты	пирротин	5.4	
2		арсенопирит	4.55	
3		пирит	5.1	
4		пирит	4.7	
5		пирит	4.5	
6		пирит	4.3	
7		пирит	4.2	
8		пирит	3.49	
9		пирит	2.14	
10	Кварцевые, полевошпатовые и кварц-полевошпатовые прожилки	молибденит	6.5	
11		молибденит	3.84	
12		молибденит	2.78	
13		пирит	5	
14		пирит	3.75	
15		пирит	3.7	
16		пирит	3.6	
17		пирит	2.18	
18		Вмещающие сланцы	пирит	–2.55
19			пирит	–3.1
20	пирит		–3.8	
21	пирит		–4.4	

Таблица 7. Результаты определения изотопного состава Sr в минералах руд и вмещающих пород Ауникского месторождения

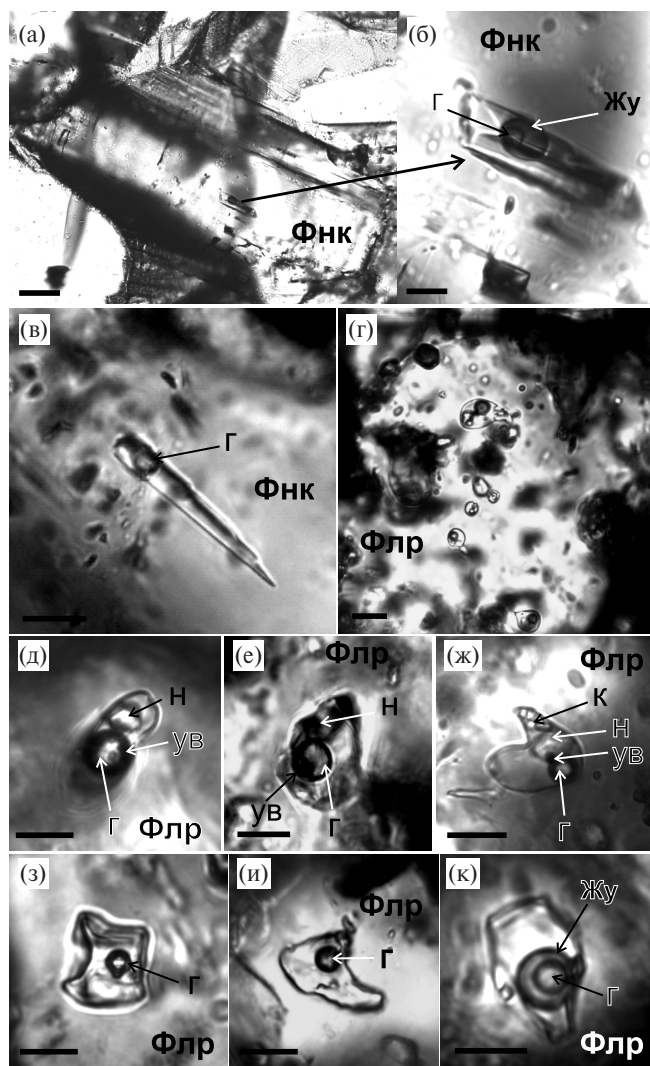
Порода	Минерал	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$2\sigma \pm$	$2\sigma, \%$	Sr, ppm
Мраморизованный известняк	кальцит	0.709109	0.000015	0.0014	2200
Скарн	везувиан	0.709487	0.000010	0.0015	760
Флюорит-бериллиевая руда	флюорит	0.708630	0.000011	0.0017	4400
	кальцит	0.708566	0.000012	0.0015	6200

Изотопный состав сульфидной серы проанализирован в пиритах из разных парагенезисов, а также в пирротине, арсенопирите и молибдените (табл. 6). В результате отчетливо фиксируются два источника серы. Первый из них (пирит из сланцев), обогащенный легкой серой с отрицательными значениями $\delta^{34}\text{S}$ (–2.55 — –4.4‰), подобен сере сульфидов из углеродистых толщ, образовавшихся в результате сульфат-редукции в морских бассейнах с застойным гидродинамическим режимом в придонной части (Harrison, Thode, 1957; Meshoulam *et al.*, 2016). Вторая группа сульфидов, выделенных из кварц-полевошпатовых прожилков и гранитов, имеет значения $\delta^{34}\text{S}$ в интервале 2.14–6.5‰, соответствующие сере из магматического источника (Seal, 2006; Hoefs, 2006).

Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ определены в безрубидиевых минералах руд, скарнов и вмещающих известняков. Для вмещающего известняка и везувиана из скарнов величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составили 0.709109 и 0.709487, а для флюорита и кальцита из рудных тел 0.70863 и 0.708566 соответственно (табл. 7). Здесь следует отметить близость Sr изотопных отношений в рудах и вмещающих породах — известняках и скарнах.

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Термобарогеохимическими методами были изучены индивидуальные флюидные включения (ФВ) во флюорите и фенаките из апокарбонатных руд, поскольку только в них они имеют пригодные для проведения экспериментов размеры. В зернах флюорита выделены две генерации флюидных включений: первичные ФВ, которые встречаются в виде одиночных включений (фиг. 7д–к) или образуют небольшие группы (от 3 до 5–7 включений) (фиг. 7г), они находятся внутри зерен флюорита без видимой связи с залеченными трещинами; вторичные включения, приуроченные к залеченным трещинам,



Фиг. 7. Фотографии первичных флюидных включений во флюорите и фенаките. а — кристалл фенакита вытянутой формы с первичным ФВ; б–в — флюидные включения удлиненной формы в фенаките: б — с видимой фазой Ж_у, в — без видимой фазы Ж_у; г — группа ФВ в зерне флюорита; д–ж — ФВ во флюорите I генерации с кристаллами нахколита и углеродистым веществом; з–и — ФВ во флюорите II генерации; к — ФВ с каймой Ж_у. Длина масштабной линейки — 10 мкм.

Условные обозначения: г — газовый пузырь, Ж_у — жидкая углекислота, н — нахколит, к — магнезиальный кальцит, УВ — углеродистое вещество.

секущим границы флюоритовых или кварцевых зерен. В кварце также содержатся включения, но они имеют очень маленькие размеры (менее 1 мкм) и в основном вторичны.

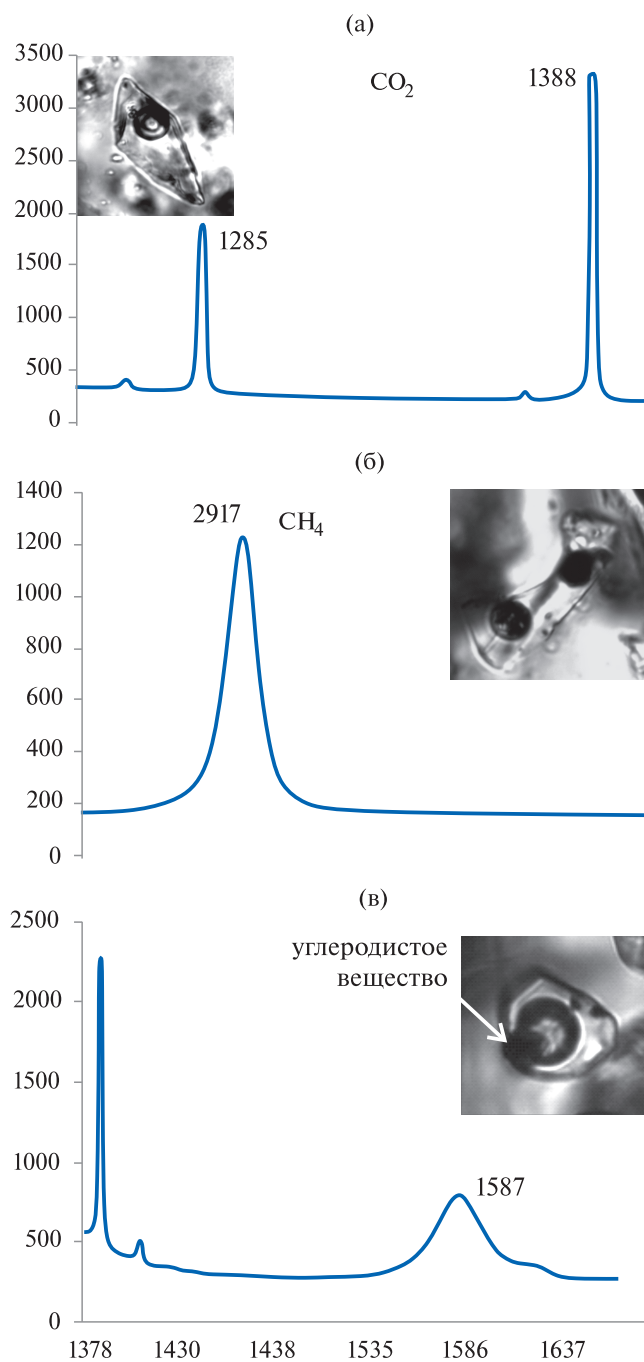
Первичные включения в наиболее распространенном флюорите I генерации с темно-фиолетовой окраской являются самыми распространенными и представлены существенно водными ($\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}} \geq \text{Г} > \text{Кристалл}$) включениями гомогенного захвата. Размер этих включений

варьирует в широких пределах от 5–10 мкм до 20–40 мкм (фиг. 7), в большинстве случаев от 15 до 20–25 мкм. В газовой фазе включений нередко отмечается видимая фаза жидкой углекислоты (Ж_у) (фиг. 7к). Твердая фаза присутствует во всех включениях, размер ее несколько уступает размерам газового пузыря (фиг. 7д–ж), и это соотношение постоянно сохраняется, что позволяет отнести эту фазу к дочерней. Кроме того, во всех ФВ этого типа отмечается изотропная фаза насыщенного черного цвета (фиг. 7д–ж), которая в большинстве случаев располагается вблизи стенок газового пузыря, реже в виде отдельных обособлений. В некоторых изученных ФВ присутствуют две или более твердых фаз (фиг. 7е, ж). Кроме этого, в отдельных более светлоокрашенных зернах флюорита, относящихся к более поздней стадии рудоотложения (II генерация), отмечаются первичные ФВ с газовой фазой относительно небольших размеров (фиг. 7з, и).

Как и в других минералах, некоторые ФВ в фенаките группируются в уплощенные шлейфы (залеченные микротрещины) и относятся к группе вторичных. Кроме вторичных, обнаружены редкие одиночные ФВ на удалении от залеченных трещин, которые отнесены к категории первичных. Такие включения, как правило, имеют изометричную либо вытянутую форму (фиг. 7а–в), размеры их варьируют от 5–10 микрон и в редких случаях достигают 20–30 микрон. Эти ФВ содержат газовый пузырь с жидкой углекислотой и, в отличие от включений из флюорита, в них отсутствуют твердые фазы (фиг. 7б, в).

Изучение методом КР-спектроскопии многофазных включений из флюорит-бериллиевых руд позволило определить состав газовой фазы и идентифицировать твердые фазы, присутствующие в ФВ. В газовой фазе включений из флюорита обеих генераций установлены CO_2 и CH_4 (фиг. 8а, б), в единичных ФВ присутствует N_2 , в ФВ из фенакита/бертрандита обнаружена только CO_2 .

Твердая дочерняя фаза в ФВ из флюорита I генерации идентифицирована как бикарбонат Na — нахколит (NaHCO_3) (фиг. 9а). Расчеты, основанные на оценке объема дочернего кристалла по волюмометрическим данным, предполагают содержание его в растворах ФВ около ~2 мас.%. В некоторых ФВ, кроме нахколита, присутствуют твердые фазы, представленные анизотропным магнезиальным кальцитом (фиг. 9б) и фтор-апатитом (фиг. 9в), которые, вероятно всего, являются ксеногенными, поскольку присутствуют в вакуолях не всегда, в разных количествах, а также в разных соотношениях. Кроме того, фазы такого же состава отмечаются в виде

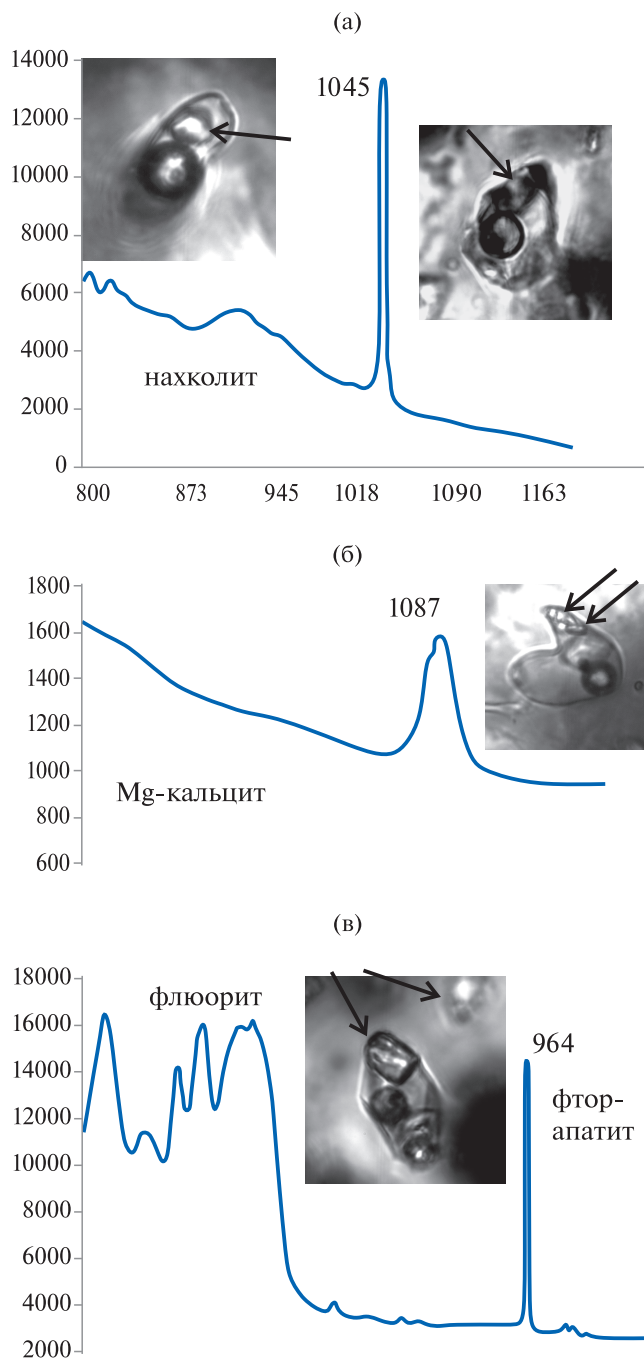


Фиг. 8. КР-спектры газовых фаз (а, б) и углеродистого вещества (в) в ФВ.

самостоятельных твердых включений во флюорите вблизи изученных ФВ (фиг. 9в).

Темная изотропная фаза вблизи газовых пузырей в ФВ из флюорита идентифицирована как углеродистое вещество (фиг. 8в).

По данным термометрии, температурный интервал отложения темно-фиолетового флюорита I генерации в рудах Ауникского месторождения варьирует от ~370 до 260 °С, температуры растворения дочерней фазы нахколита от ~120 до



Фиг. 9. КР-спектры минералов-узников в ФВ

130 °С (табл. 8). Нередко включения декрипитируют до растворения газового пузыря в интервале температур ~340–140 °С.

При проведении криометрических экспериментов установлены температуры плавления льда ($T_{\text{пл. льда}}$) от -5.5 до -6.5 °С. Плавление эвтектик ($T_{\text{эвт}}$) растворов происходит в интервале — -45.7 до -49 °С. Газовая фаза этих включений содержит CO_2 высокой плотности (0.7–0.8 г/см³). Температура плавления CO_2 составляет величину

Таблица 8. Сводная таблица результатов микротермометрических исследований флюидных включений

Минерал- хозяин	$T_{\text{гом}}$	$T_{\text{гом}}$ (Булнаев, 2006)	$T_{\text{дек}}$	$T_{\text{пл льда}}$	$T_{\text{эвт}}$	$T_{\text{гом CO}_2}$
	°C					
Флюорит I генерации	$\geq +370 - +260$	$+360 - +310$	$+140 - +340$	$-5.5 \text{ до } -6.5$	$-45.7 - -49$	$+17.4 - +25$ в Ж
Флюорит II генерации	$+156 - +110$	$+140 - +90$	—	$-4 \text{ до } -4.9$	$-37(?) - -48$	$+17 - 18.9$ в Ж
Фенакит	$\geq +297 - +184$	—	$+213 - +303$	$-5.3 \text{ до } -9$	$-45 - -48$ $-23(?)$	$+28.5 - +29.3$ в Ж

ну $-56.6-58.6$ °C. Гомогенизация углекислоты ($T_{\text{гом.CO}_2}$) происходит в жидкую фазу при температурах от $+17.4$ до 25 °C. Температуры плавления клатратов ($T_{\text{пл.кл}}$) меняются от $+5.3$ до $+7.2$ °C (табл. 8).

Таким образом, отложение наиболее распространенного флюорита I генерации в рудах происходило в интервале температур ~ 370 до 260 °C, по данным К.Б. Булнаева (Булнаев, 2006) этот интервал составляет 360 до 310 °C. Общая соленость растворов варьировала от 8.5 до 9.9 экв. NaCl без учета кристалла нахколита. С учетом дочернего нахколита общая соленость растворов увеличивается на ~ 2 мас.%, следовательно интервал солености составляет $\sim 10.5-12$ мас.% экв. NaCl. Общая плотность растворов менялась от 0.86 до 0.92 . Интервалы $T_{\text{эвт}}$ наиболее соответствуют температурам эвтектики растворов $\text{CaCl}_2-\text{H}_2\text{O}$ (Борисенко, 1977, 1982). Расчетные давления варьировали в пределах 1248 до 1873 бар (табл. 8).

Флюорит II генерации в рудах отлагался при температурах $\sim 156-110$ °C, эти температуры близки температурному интервалу, полученному К.Б. Булнаевым ($140-90$ °C), (Булнаев, 2006). $T_{\text{пл льда}}$ варьируют от -4 до -4.9 °C, что соответствует солености растворов $6.4-7.7$ мас.% экв. NaCl. $T_{\text{эвт}}$ близки к интервалам $-37... -38$ °C и $-47.5...-48$ °C, эти температуры наиболее всего соответствуют системам $\text{Na}_2\text{CO}_3-\text{K}_2\text{CO}_3-\text{H}_2\text{O}/\text{NaCl}-\text{FeCl}-\text{H}_2\text{O}$ и/или $\text{CaCl}_2-\text{H}_2\text{O}$. Общая плотность растворов менялась от 0.81 до 0.9 . Гомогенизация углекислоты ($T_{\text{гом.CO}_2}$) происходит в жидкую фазу при температурах от 17 до 18.9 °C. Расчетные давления варьировали от 427 до 639 бар (табл. 8).

Отложение бериллиевых минералов (фенакита) происходило в температурном интервале ≥ 297 до 184 °C. $T_{\text{пл льда}}$ в ФВ из фенакита менялись от -5.3 до -9 °C, общая соленость растворов варьировала от 8.3 до 12.8 мас.% экв. NaCl. $T_{\text{эвт}}$ установлены в интервале от -45 до -48 °C, соответственно солевая система представлена также

$\text{CaCl}_2-\text{H}_2\text{O}$, кроме того, возможно в растворах присутствовала система $\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{H}_2\text{O}$, т. к. в единичных случаях $T_{\text{эвт}}$ была близка к -23 °C.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Главные тела Ауникского месторождения локализируются в мраморизованных углистых известняках и представлены ячеистыми, субграфическими, ритмично-полосчатыми, реже массивными рудами, которые сложены преимущественно флюоритом и минералами Ве. Тектурно-структурные особенности руд, в частности, их реликтовая полосчатость, развитие околопрожилковых диффузионно-метасоматических оторочек, обогащенных флюоритом и минералами Ве, только в известняках, практически полное отсутствие оруденения в прослоях сланцев и скарнов, свидетельствуют о том, что формирование бериллиевого оруденения происходило за счет инфильтрационно-метасоматического замещения углистых известняков высокофтористыми бериллиеносными растворами. Это подтверждается и геологическим положением рудных тел (см. фиг. 1). Все они локализируются в участках повышенной проницаемости — зонах дробления, в экзоконтакте гранитоидного интрузива. Аналогично, на Ермаковском F-Ве месторождении минералы Ве осаждаются именно на контактах с карбонатными породами (Дамдинова, Рейф, 2004, 2005, 2008; Дамдинова и др., в печати). Считается, что при замещении известняков фторокомплексы Ве разрушаются из-за связывания F с Ca, вызывая осаждение минералов Ве. Разложение карбонатов сопровождается выделением CO_2 , которая фиксируется в составе ФВ как в газовой фазе, так и в виде жидкой углекислоты. Об апокарбонатной природе руд свидетельствуют и изотопные данные, в частности идентичные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения в рудах и известняках, а также близость изотопных составов углерода и кислорода карбонатов из вмещающих известняков с карбонатами из рудного парагенезиса.

во флюорите двух генераций и фенаките Ауникского месторождения

$T_{\text{раств. тв. фаз}}$	$T_{\text{пл. кл.}}$	Соленость экв. NaCl (мас.%) (Bodnar, Vityk, 1994)	Общ. плотность	Тип солевой системы (Борисенко, 1977)	P, Бар (Brown P.E., 1989)
+120 — +130	+5.3 — +7.2	8.5–9.9	0.86–0.92	CaCl ₂ –H ₂ O	1248–1873
—	—	6.4–7.7	0.81–0.9	CaCl ₂ –H ₂ O Na ₂ CO ₃ –K ₂ CO ₃ –H ₂ O(?) NaCl–FeCl–H ₂ O(?)	427–639
—	—	8.3–12.8	—	CaCl ₂ –H ₂ O NaCl–KCl–H ₂ O(?)	—

Кроме главных минералов (флюорита и минералов Be) в рудах присутствуют карбонаты, полевые шпаты, кварц, а также фтор-апатит, циркон, касситерит, минералы редких и редкоземельных элементов. Следовательно, растворы, сформировавшие руды, кроме F и Be, были относительно обогащены Si, Na, K, Al, а также содержали примеси P, Zr, Sn, PЗЭ, Sr, Y, Th, W. Такой набор элементов-примесей характерен для щелочных или субщелочных пород средне-кислого состава. Анализ графиков распределения PЗЭ свидетельствует о связи оруденения с субщелочными лейкогранитами, поскольку они имеют сходные с рудами формы кривых распределения и близкий уровень концентраций PЗЭ, тогда как графики сиенитов и керсантитов значительно отличаются по характеру распределения элементов.

Отложение руд с флюоритом I генерации происходило на ранней стадии в интервале температур ~370–260 °С (см. табл. 8) за счет высокофтористых, бериллиеносных, CO₂-содержащих растворов повышенной щелочности с соленостью ~10.5–12 мас.% экв. NaCl при давлениях 1248–1873 бар. В эту же стадию отлагался и фенакит. Температурный диапазон его формирования — ~297–184 °С при солености растворов 8.3–12.8 мас.% экв. NaCl.

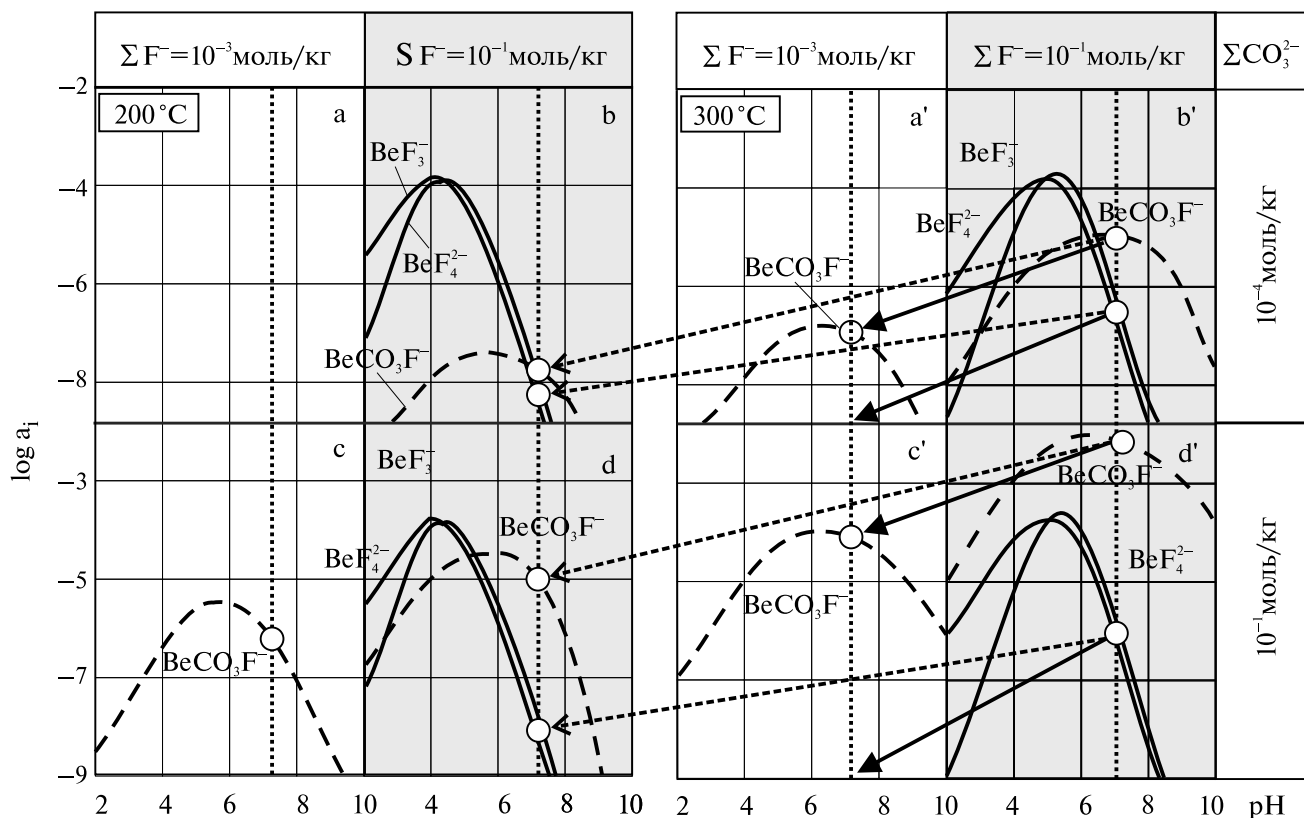
Руды с флюоритом II генерации и берtrandитом, по всей видимости, сформировались на более поздней стадии при понижении температур до ~156–110 °С растворами с меньшей соленостью (6.4–7.7 мас.% экв. NaCl), при понижении давления до 427–639 бар. Главным солевым компонентом рудообразующих растворов обеих генераций является CaCl₂.

Присутствие в первичных включениях дочернего щелочного бикарбоната — нахколита указывает на то, что рудообразующие растворы имели повышенную щелочность. Наличие углеродистого вещества, идентифицированного в ФВ, по всей видимости, связано с его присутствием во вмещающих породах — тонкосло-

истых углистых известняках, переслаивающихся с углисто-карбонатными сланцами.

Исследования изотопного состава кислорода и водорода в минералах флюорит-бериллиевых руд, в том числе и в берtrandите, свидетельствуют об их отложении из магматогенных гидротермальных растворов. Учитывая отмечаемую по геологическим соотношениям и геохимическим характеристикам связь оруденения с субщелочными лейкогранитами, можно считать, что последние являлись наиболее вероятным источником рудообразующих компонентов. Повышенная металлоносность этих лейкогранитов подтверждается также наличием сульфидной минерализации с магматогенными изотопными характеристиками серы. Более гетерогенный изотопный состав кислорода из пострудных прожилков говорит о смешении магматогенных растворов с водами другого генезиса, по-видимому, метеорными и метаморфогенными, на завершающей стадии рудообразующего процесса.

Устойчивость комплексов водных растворов Be экспериментально изучалась разными исследователями (Беус и др., 1963; Соболева и др., 1977, 1984; Самчук и др., 1980; Козьменко и др., 1988; Barton, 1986; Renders *et al.*, 1987 и др.). Однако наиболее полное современное исследование этого вопроса выполнено С. Вудом (Wood, 1992), где на основании имеющихся экспериментальных данных и термодинамических расчетов, оценена растворимость комплексных соединений бериллия с большим количеством лигандов в широком диапазоне значений pH, активностей F⁻ и CO₃²⁻. На диаграмме Вуда (фиг. 10) приведены графики растворимости только главных фторидных и фторкарбонатных комплексов бериллия, поскольку растворимость соединений Be с образованием хлоридных, гидроксидных, карбонатных и сульфатных комплексов в гидротермальных растворах не превышает одной части на миллион (0.0001%), так что их роль в рудообразовании пренебрежимо мала.



Фиг. 10. Соотношение комплексных соединений Be в растворе, равновесном с фенацитом и кварцем при 200° и 300 °С в зависимости от активности F⁻ и CO₃²⁻ (Wood, 1992). Пунктир — значение pH, соответствующее растворам повышенной щелочности при 200–300 °С. Стрелками показано изменение растворимости фторидных и фтор-карбонатных комплексов Be при понижении температуры (пояснения в тексте).

Здесь необходимо отметить, что представленная диаграмма отражает принципиальную возможность образования бериллиевых руд из фтор-карбонатных и фторидных комплексов, и позволяет выявить главные факторы, ответственные за перенос и отложение F-Be оруденения.

Чтобы раскрыть суть и некоторые детали процесса рудоотложения, рассмотрим диаграмму Вуда более детально. Вертикальные колонки на ней (см. фиг. 10) соответствуют растворам с высокой (затененная) и низкой активностью F⁻. Верхняя (секторы a, a' и b, b') и нижняя (секторы c, c' и d, d') половины диаграммы характеризуют растворимость комплексов Be соответственно при низкой (10⁻⁴m) и высокой (10⁻¹m) активности иона CO₃²⁻, зависящей от содержания CO₂ в растворах. Как видно, малофтористые растворы (светлые вертикальные колонки диаграммы) способны транспортировать бериллий только в виде фторкарбонатных комплексов, однако их концентрация крайне низка даже при высокой активности CO₃²⁻. В высокофтористых растворах перенос бериллия в основном обеспечивается фторокомплексами BeF₃⁻ и BeF₄²⁻, а при высокой активности иона CO₃²⁻ — фторкарбонатным комплексом BeCO₃F⁻. Следовательно, снижение

активности F в растворах за счет осаждения флюорита будет приводить к уменьшению растворимости данных комплексных соединений и отложению бериллиевых минералов в изотермических условиях.

С увеличением кислотности (pH < 4) и щелочности (pH > 8) концентрация обсуждаемых комплексов также уменьшается. Чтобы продемонстрировать влияние этого фактора, на диаграмме точечным пунктиром нанесены значения щелочности-кислотности растворов pH~7, соответствующие растворам повышенной щелочности при 300 °С, тогда как поровые растворы известняков, согласно расчетным данным, характеризуются околонейтральными значениями pH (Рыженко и др., 2000).

Поскольку в данном случае предполагается повышенная щелочность рудообразующих растворов, то раствор будет соответствовать значениям pH~7, что показано соответствующей пунктирной линией на диаграмме. В таких условиях при высокой активности F и низкой активности CO₂ (правая верхняя ячейка) растворимость фторидных и фтор-карбонатных комплексов Be низка, что обуславливает его низкие концентрации в растворах. В условиях высокой активности

CO₂ (нижняя правая ячейка) характерна высокая растворимость фтор-карбонатного комплекса и относительно низкая — у фторидных.

При снижении активности фтора, обусловленной осаждением труднорастворимого флюорита растворимость комплексных соединений Be резко уменьшается, причем активность фторидных комплексов становится минимальной. Концентрация фторидных комплексов (BeF₃⁻ и BeF₄²⁻) в низкофтористой среде уменьшается практически до нуля, также понижается и концентрация фтор-карбонатного (BeCO₃F⁻) комплекса, что ведет к отложению Be минералов. Этот процесс проиллюстрирован сплошными стрелками на фиг. 10. Однако учитывая относительно низкую растворимость Be в растворах повышенной щелочности, по сравнению с околонейтральными растворами (pH ~5.5), содержания Be в рудах будут невысокими, что мы и наблюдаем в рудах Ауникского месторождения.

Относительно высокие концентрации CO₂ в изученных ФВ, где она фиксируется как в газовой, так и в жидкой фазе, а кроме этого присутствует в составе дочернего нахколита, обусловлены, по-видимому, реакциями разложения карбонатных минералов. Так, в результате связывания Ca со F образуется флюорит, а оставшийся карбонат-ион уходит во флюидную фазу в виде углекислоты. Этот процесс подтверждается близостью изотопных составов углерода и кислорода в карбонатах руд и вмещающих мраморизованных известняков. Как следствие, в изотермических условиях снижение активности фтора в растворах должно сопровождаться повышением активности CO₂.

Далее рассмотрим влияние температурного фактора. При снижении температуры с 300 до 200 °С, в щелочной среде, происходит некоторое снижение концентраций всех рассматриваемых комплексов Be, вне зависимости от активностей F и CO₂, что показано пунктирными стрелками на фиг. 10. Однако, так же как и для изотермических условий, изначальная концентрация Be в растворе повышенной щелочности низка. В итоге снижение температуры ведет к отложению Be минералов, но вследствие изначальной низких концентраций бериллия в растворе будут формироваться бедные руды. При понижении температур до 100 °С отмечается та же тенденция (Wood, 1992) — в щелочных условиях активность фтор-карбонатных комплексов снижается практически до нуля, тогда как растворимость фторидных комплексов немного понижается.

Таким образом, анализ экспериментальных данных позволил выявить главные факторы, обусловившие отложение F-Be руд Ауникского месторождения, к которым можно отнести снижение активности фтора вследствие связывания

Ca известняков и F из растворов во флюорит, что приводило к разрушению фторидных и фтор-карбонатных комплексов и отложению Be руд, а также температурный фактор: понижение температуры также приводит к снижению активностей комплексов Be. Повышенная щелочность растворов обусловила относительно низкую концентрацию Be в них, что привело к формированию относительно бедных руд на месторождении.

ВЫВОДЫ

1. Наиболее богатые бериллиевые руды Ауникского месторождения представлены апокарбонатными рудами, образованными по углистым известнякам при их метасоматическом замещении.

2. Геохимические особенности пород и руд месторождения свидетельствуют о поступлении в составе рудообразующих растворов таких компонентов, как F, Be, Na, K, Si, Al, а также P, Zr, Sn, PЗЭ, Sr, Y, Th, W.

3. Исследования изотопного состава минералов рудной ассоциации подтвердили апокарбонатную природу главных руд месторождения и позволили установить магматогенную природу рудообразующих палеогидротерм. Геологическое положение рудных тел, изотопные и минералогическо-геохимические особенности пород и руд позволяют считать, что источником растворов явились субщелочные лейкограниты.

4. Формирование ранней фенакит-флюоритовой ассоциации происходило из высокофтористой CO₂-содержащих растворов повышенной щелочности с соленостью ~10.5–12 мас.% экв. NaCl в температурном интервале 370–260 °С при давлениях от 1873 до 1248 бар. Более поздний флюорит и берtrandит формировались растворами с соленостью 6.4–7.7 мас.% экв. NaCl в интервале температур — 156–110 °С и давлений — 639–427 бар.

5. Главными факторами, обусловившими отложение рудных ассоциаций, явились снижение активности F в растворах, а также уменьшение температуры минералообразующего флюида, сопровождающиеся распадом фторидных и фтор-карбонатных комплексов Be.

6. Повышенная щелочность рудообразующих растворов обусловила невысокую растворимость Be комплексов, что привело к низкому содержанию Be в рудах и относительно малому масштабу оруденения.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность всем анализаторам, перечисленным в разделе “Методы исследований”, а также Г.П. Ключевой за изготовление шлифов и полированных пластин.

Исследования выполнены с использованием оборудования Центра коллективного пользования “Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований” ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ).

Отдельная благодарность д. г.-м. н. С.З. Смирнову и к. г.-м. н. Е.Н. Соколовой (ИГМ СО РАН) за возможность проведения КР-спектроскопии флюидных включений.

Работа выполнена в рамках бюджетной программы ГИН СО РАН № 0340-2016-0002, при частичной поддержке РФФИ: гранты № 14-05-00339-а, 17-05-00129-а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аристов В.А., Катюха Ю.П., Минина О.Р., Руженцев С.В.* Новые данные по стратиграфии палеозоя Витимского плоскогорья (Западное Забайкалье) // Вестник Воронеж. ун-та. Сер. Геол. 2005. № 4. С 52–59.
- Беус А.А.* Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. М. Изд-во АН СССР, 1960. 329 с.
- Беус А.А., Соболев Б.П., Диков Ю.П.* Геохимия бериллия в высокотемпературной постмагматической минерализации // Геохимия. 1963. № 3. С. 316–323.
- Борисенко А.С.* Изучение солевого состава газожидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–27.
- Борисенко А.С.* Анализ солевого состава газожидких включений в минералах методом криометрии // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. М.: Недра, 1982. С. 37–47.
- Булнаев К.Б.* Генезис флюорит-берtrandит-фенакитовых месторождений // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 2. С. 147–156.
- Булнаев К.Б.* Фтор-бериллиевые месторождения Витимского плоскогорья: минеральные типы, условия локализации, магматизм, возраст (Западное Забайкалье) // Геология руд. месторождений. 2006. Т. 48. № 4. С. 320–334.
- Булнаев К.Б.* Сопутствующее редкометальное оруденение фтор-бериллиевых месторождений Витимского плоскогорья (Западное Забайкалье) // Отечественная геология. 2008. № 4. С. 39–43.
- Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия. // М.: Недра, 1975. 247 с.
- Гинзбург А.И., Заболотная Н.П., Куприянова И.И. и др.* Берtrandит-фенакитовые месторождения — новый тип бериллиевого сырья // Геология месторождений редких элементов. М.: Недра, 1965. Вып. 27.
- Гинзбург А.И., Заболотная Н.П., Новикова М.И., Гальченко В.И.* Генетические особенности флюорит-фенакит-берtrandитового оруденения // Разведка и охрана недр. 1969. № 1. С. 3–10.
- Гинзбург А.И., Новикова М.И., Гальченко В.И.* Эвдидимит в месторождениях флюорит-берtrandит-фенакитовой формации // Докл. АН СССР. 1979. Т. 246. № 6. С. 1453–1457.
- Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р.* История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора палеозойского океана в позднем рифее-палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 589–614.
- Дамдинова Л.Б.* Условия совместного переноса Са и F при формировании фенакит-флюоритовой минерализации в алюмосиликатных породах Ермаковского F-Ве месторождения // Труды X Междунар. конф. по термобарогеохимии. Александров, ВНИИСИМС, 2001. С. 262–272.
- Дамдинова Л.Б.* Условия и факторы, влиявшие на эффективность переноса и отложения Ве из рудоносных растворов Ермаковского F-Ве месторождения (по результатам изучения флюидных включений): автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Улан-Удэ. 2005. 29 с.
- Дамдинова Л.Б., Рейф Ф.Г.* Особенности формирования разнотипной прожилковой бериллиевой минерализации на Ермаковском F-Ве месторождении (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 8. С. 979–991.
- Дамдинова Л.Б., Рейф Ф.Г.* Тайниолит в рудах Ермаковского F-Ве месторождения: закономерности распространения, условия формирования // Геология руд. месторождений. 2005. Т. 47. № 2. С. 146–154.
- Дамдинова Л.Б., Рейф Ф.Г.* Происхождение кварц-флюоритовой залежи с низким содержанием бериллия на Ермаковском месторождении богатых F-Ве руд // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 11. С. 1084–1097.
- Дамдинова Л.Б., Смирнов С.З., Дамдинов Б.Б.* Условия формирования богатых бериллиевых руд месторождения Снежное (Восточный Саян) // Геология руд. месторождений. 2015. Т. 57. № 6. С. 1–12.
- Дамдинова Л.Б., Дамдинов Б.Б., Брянский Н.В.* Процессы формирования флюорит-лейкофан-мелинофан-эвдидимитовых руд Ермаковского F-Ве месторождения (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. № 8. 2018. С. 1084–1097.
- Ишков Ю.М., Рейф Ф.Г.* Лазерно-спектральный анализ включений рудоносных флюидов в минералах. Новосибирск: Наука, 1990. 93 с.
- Козьменко О.А., Белеванцев В.И., Пещевитский Б.И.* Растворимость ВеО в водном растворе HF при 250 и 350 °С // Геохимия. 1988. С. 135–138.
- Куприянова И.И., Шпанов Е.П., Гальченко В.И.* Ермаковское флюорит-бериллиевое месторождение (Западное Забайкалье, Россия), М.: ВИМС, 2009. 309 с.
- Куприянова И.И., Шпанов Е.П.* // Бериллиевые месторождения России М.: ГЕОС, 2011. 353 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 бе-

- риллиевого месторождения в Западном Забайкалье: возраст, источники магм и соотношение с оруденением // Геология руд. месторождений. 2001. Т. 43. № 1. С. 52–70.
- Лыхин Д.А., Ярмолюк В.В.* Западно-Забайкальская бериллиевая провинция: месторождения, рудоносный магматизм, источники вещества // М.: ИГЕМ РАН, ГЕОС, 2015. 256 с.
- Митрофанов Г.Л., Митрофанова Н.Н.* Новая зона развития офиолитовой ассоциации пород на Витимском плоскогорье и ее значение в тектонике и металлогении // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск. Наука, 1983. С. 60–63.
- Минина О.Р., Доронина Н.А., Некрасов Г.Е., Ветлужских Л.И., Ланцева В.С., Аристов В.А., Наугольных С.В., Куриленко А.В., Ходырева Е.В.* Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье) // Геотектоника. 2016. № 3. С. 63–84.
- Назарова А.С.* Полевошпат-флюорит-фенакит-берtrandитовый тип месторождений // Геология месторождений редких элементов. Вып. 27. 1965. С. 73–97.
- Назарова А.С.* К вопросу о генезисе некоторых полосчатых текстур фенакит-берtrandит-флюоритовых руд // Минеральное сырье, вып. 15. 1968. С. 74–95.
- Назарова А.С.* Особенности метасоматоза во флюорит-фенакит-берtrandитовом месторождении // Труды минералогического музея им. А.С. Ферсмана. Вып. 19. 1969. С. 46–60.
- Назарова А.С.* О генетической связи бериллиевой минерализации с субщелочными гранитами // Минеральное сырье. Вып. 20. 1970. С. 50–58.
- Новикова М.И., Шпанов Е.П., Куприянова И.И.* Петрография Ермаковского бериллиевого месторождения, Западное Забайкалье // Петрология. 1994. Т. 2. № 1. С. 114–127.
- Новикова М.И., Куприянова И.И., Кукушкина О.А., Шпанов Е.П., Кувшинова К.А.* Индикаторные свойства флюорита Ермаковского флюорит-бериллиевого месторождения (Бурятия, Россия) // Геология руд. месторождений. 1998. Т. 40. № 5. С. 459–476.
- 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.
- Рейф Ф.Г., Ишков Ю.М.* Несмесимые фазы гетерогенного магматического флюида, их рудная специализация и разделная миграция при формировании Ермаковского F-Be месторождения // ДАН. 2003. Т. 390. № 3. С. 1–3.
- Рейф Ф.Г., Дамдинова Л.Б., Ишков Ю.М., Карманов Н.С.* Разная рудная специализация флюидных потоков, одновременно выделяемых единой гранитной интрузией // М.: ИМГРЭ, 2005.
- Рейф Ф.Г.* Щелочные граниты и бериллиево (фенакит-берtrandитовое) оруденение на примере Оротского и Ермаковского месторождений // Геохимия. 2008. № 3. С. 243–263.
- Рипп Г.С., Избродин И.А., Ласточкин Е.И., Дорошкевич А.Г., Рампилов М.О., Посохов В.Ф.* Изотопная характеристика Ермаковского флюорит-берtrandит-фенакитового месторождения (Западное Забайкалье) // Геохимия. 2016. № 9. С. 780–789.
- Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е. и др.* Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3–28.
- Рыженко Б.Н., Барсуков В.Л., Крайнов С.Р., Шваров Ю.В.* Флюиды земной коры: химические свойства (состав, pH, Eh) и определяющие их факторы // Петрология. 2000. Т. 8. № 6. С. 620–633.
- Самчук А.И., Митцкевич Б.Ф.* Комплексообразование бериллия в карбонатных растворах // Геохимия. 1980. № 17. С. 62–66.
- Соболева Г.И., Тугаринов И.А., Калинина В.Ф., Ходаковский И.Л.* Исследование равновесия в системе BeO–NaOH–HNO₃–H₂O при температурах 25–250 °C // Геохимия, 1977. № 7. С. 1013–1024.
- Соболева Г.И., Тугаринов И.А., Голицина Н.С., Ходаковский И.Л.* Изучение поведения бериллия в фтор-содержащих гидротермальных растворах при 150–250 °C // Геохимия. 1984. С. 812–822.
- Стельмачонок К.З., Ишков Ю.М.* Металлоносность рудообразующих растворов Ермаковского бериллиевого месторождения // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 5. С. 802–814.
- Baertschi P.* Messung und Deutung relativer Hilufigkeitsvariationen von O¹⁸ and C¹³ in Karbonatgesteinen und Mineralien. Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt. 1957. S. 73–152.
- Barton M.D.* Phase equilibria and thermodynamic properties of minerals in the BeO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O (BASH) system, with petrologic applications // Amer. Mineral. 1986. Vol. 71. P. 277–300.
- Baumgartner L.P., Valley J.W.* Stable isotope transport and contact metamorphic fluid flow // Rev. in Miner. and Geoch. 2001. Vol. 43. P. 415–467.
- Berrillium: mineralogy, petrology, and geochemistry. Reviews in mineralogy and geochemistry. Editor: Edward S. Grew. University of Maine, Orono, Maine. Series Editor: Paul H. Ribbe. Virginia Polytechnic Institute and State University Blackburg, Virginia. Washington, DC. 2002. USA.
- Bodnar R.J., Vityk M.O.* Interpretation of microthermometric data for H₂O–NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and application. Ed. by Benedetto De Vivo, Maria Luce Frezzotti. Pontignano-Siena. 1994. P. 117–130.
- Brown P.E.* FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data // Amer. Mineral. 1989. Vol. 74. P. 1390–1393.

- Denies P., Gold D.P.* The change in carbon and oxygen isotopic composition during contact metamorphism of Trenton limestone by the Mount Royal Plutone // *Geochim Cosmochim Acta*. 1969. Vol. 33. № 3. P. 421–424.
- Harrison A.G., Thode H.G.* The kinetic isotope effect in the chemical reduction of sulphate // *Trans. Faraday Soc.* 1957. Vol. 53. P. 1–4.
- Hoefs J.* Stable isotope geochemistry. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2009, 286 p.
- Kremenetsky A.A., Beskin S.M., Lehmann B., Seltman R.* Economic geology of granite-related ore deposits of Russia and other FSU countries: an overview // A. Kremenetsky, B. Lehmann and R. Seltman (eds.). Ore-bearing granites of Russia and adjacent countries. Moscow: IMGRE, 2000. P. 3–56.
- Meshoulam A., Ellis G.S., Ahmad W.S., Deev A., Sessions A.L., Tang Y., Adkins J.F., Jinzhong L., Gilhooly W.P., Aizenshtat Z., Amrani A.* Study of thermochemical sulfate reduction mechanism using compound specific sulfur isotope analysis // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2016. Vol. 188. P. 73–92.
- Renders P.J., Anderson G.M.* Solubility of kaolinite and beryl to 573 K // *Appl. Geochem.* 1987. Vol. 2. P. 193–203.
- Reyf F.G.* Immiscible phases of magmatic fluid and their relation to Be and Mo mineralization at the Yermakovka F-Be deposit, Transbaikalia, Russia // *Chemical Geology*. 2004. Vol. 210. P. 49–71.
- Seal I.R.* Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals // *Review of Mineralogy and Geochemistry*. 61. 2006. P. 633–677.
- Sheppard S.M.F.* Characterization and isotopic variations in natural waters // *Review of Mineralogy*. 1986. Vol. 16. P. 165–181.
- Taylor H.P., Frechen J., Degens E.T.* Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from the Laacher See District, West Germany and the Alno District, Sweden // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1967. Vol. 31. P. 407–430.
- 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. Vol. 7. P. 249–278.
- Zheng Y.-F.* Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1993. 120. P. 247–263.

CONDITIONS OF ORE FORMATION OF THE AUNIKSKOYE F-Be DEPOSIT (WESTERN TRANSBAIKAL)

L. B. Damdinova^{1,2*}, B. B. Damdinov¹, M. O. Rampilov¹, S. V. Kanakin¹

¹*Geological Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences
6a, ul. Sakhyanovoy, Ulan-Ude, 670047*

²*Buryat State University
24A, Smolina street, Ulan-Ude, 670000*

**E-mail: ludamdinova@mail.ru*

Received: 12.12.2017

Accepted: 17.05.2018

This study examines the compositions of the ore and the ore formation solutions, conditions of formation, and sources of Be mineralization using the Auniskoye F-Be deposit, which is an integral part of the Western Transbaikal beryllium-bearing provinces, as a representative example. Further, the main factors responsible for the formation of beryllium mineralization were evaluated. The ore deposits are presented by the feldsparic–fluorspar–phenacite–bertrandite metasomatites formed in the carboniferous limestones during their metasomatic alternation with hydrothermal solutions by introducing F, Be, and other associated elements. The formation of early phenacite–fluorspar association occurred in high-fluorite CO₂-containing solutions of elevated alkalinity with a salinity of ~10.5%–12% wt eq. NaCl in a temperature range of ~370–260 °C at pressures ranging from 1873 to 1248 bar. More recent fluorite and bertrandite deposits were formed by solutions with a salinity of 6.4%–7.7% wt eq. NaCl in a temperature range of ~156 °C–110 °C and a pressure range of 639–427 bar. The examination of the isotopic signature of the ore association minerals confirmed the apocarbonate nature of the main ore deposit and allowed the determination of the magmatogenic nature of the ore-forming paleothermal springs, which are the source of subalkaline leucogranites. The primary factors that influenced the formation of the F-Be ore included the reduction of the F activity in solutions because of the binding of Ca and F in fluorite as well as because of the decrease in temperature during the ore deposition process. The elevated alkalinity of the ore-formation solutions resulted in the low solubility of the Be complexes, which caused a relatively low Be content in the ore and a relatively small amount of mineralization in the deposit.

Keywords: Auniskoye F-Be deposit, apocarbonate ore, fluid inclusions, thermobaric geochemistry, hydrothermal ore formation, fluorine, beryllium, CO₂, ore-forming solutions, isotopic signature