

УДК [553.21+553.493.45]:[552.11+548.4]

НЕСМЕСИМЫЕ ФАЗЫ ГЕТЕРОГЕННОГО МАГМАТИЧЕСКОГО ФЛЮИДА, ИХ РУДНАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ И РАЗДЕЛЬНАЯ МИГРАЦИЯ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ЕРМАКОВСКОГО F–Be МЕСТОРОЖДЕНИЯ

© 2003 г. Ф. Г. Рейф, Ю. М. Ишков

Представлено академиком Н.Л. Добрецовым 04.12.2002 г.

Поступило 23.12.2002 г.

Исследование процессов, связанных с гетерогенизацией выделяющегося из магмы флюида, представляет особый интерес, поскольку присутствие в расплаве несмесимых флюидных фаз облегчает выявление факторов, определяющих геохимическую (рудную) специализацию магматических флюидов. Путем изучения расплавных и флюидных включений в минералах гранитоидов установлено, что гетерогенизация магматического флюида – явление довольно распространенное, особенно при наличии в нем CO_2 ([1–6] и др.). Однако сведения о межфазовом распределении металлов в подобных случаях весьма ограничены и приложимы к флюидам, имеющим существенно щелочно-хлоридный состав [7–10]. Кроме того, до сих пор неясно, могут ли несмесимые фазы разделяться в процессе миграции в трещинно-поровом пространстве затвердевшей части плутона и вмещающих пород.

Ниже приведены результаты изучения включений гетерогенного сульфатно-фторидного магматического флюида щелочно-гранитной интрузии и свидетельства как совместной, так и раздельной миграции несмесимых флюидных фаз, участвовавших в формировании профилирующей Be- и подчиненной Mo-минерализации на Ермаковском F–Be месторождении в Западном Забайкалье. Апокарбонатные руды месторождения имеют фенакит-берtrandит-флюоритовый состав и залегают в толще карбонатно-терригенных пород ($\text{PZ}_1?$), прорванных интрузиями в последовательности: габбро-диориты → амфибол-биотитовые граниты → предрудная дайковая серия базитов, монзонитов, трахириолитов → синрудные эгириновые лейкограниты (собственно Ермаковская интрузия) → пострудные дайки фельзитов. Согласно последним данным, форми-

рование месторождения, внедрение предрудных даек и синрудных лейкогранитов произошло в позднем триасе, 224 ± 5 млн. лет назад [11].

Вскрытая карьером апикальная часть Ермаковской интрузии вмещает небольшие тела остаточных пегматитов, закристаллизовавшихся при $650\text{--}640^\circ\text{C}$, которые в первом приближении мы рассматриваем как геохимическую модель более крупного остаточного очага глубоко дифференцированного расплава, сформировавшегося в недрах интрузии и, вероятно, служившего реальным источником рудообразующих флюидов [12].

Расплавные (РВ) и флюидные (ФВ) включения в сокристаллизовавшихся кварце и флюорите из гранитов и пегматитов изучены методами петрографии, термометрии, электронно-зондового анализа и атомной эмиссионной спектроскопии с лазерным вскрытием ФВ (АЭС-ЛВ) [9, 13]. Согласно полученным данным, исходный гранитный расплав был обогащен F (около 1.9 мас. %) и H_2O (3.9 мас. %) и достиг флюидонасыщенного состояния при температуре около 700°C , еще до сегрегации части межзернового остаточного расплава в контракционных трещинах кристаллической коры интрузива. На это указывает наличие комбинированных (силикатный расплав + рассол) вторичных включений в фенокристаллах кварца и сонахождение первичных РВ и ФВ в минералах мелкозернистого базиса порфириовидных лейкогранитов. Включения магматического флюида, наряду с РВ, особенно многочисленны в кварце и флюорите пегматитов, в которых нередко образуют скопления в концентрических зонах роста. Для последних характерно присутствие сингенетичных ФВ контрастного состава (рис. 1), что свидетельствует о гетерогенном состоянии выделявшегося магматического флюида. Одна из несмесимых фаз представлена щелочно-фторидно-сульфатным рассолом (L1), другая – малосолевым CO_2 -содержащим раствором (L2).

Включения L1 и L2 гомогенизируются в жидкую фазу, что невозможно в водно-солевых сис-

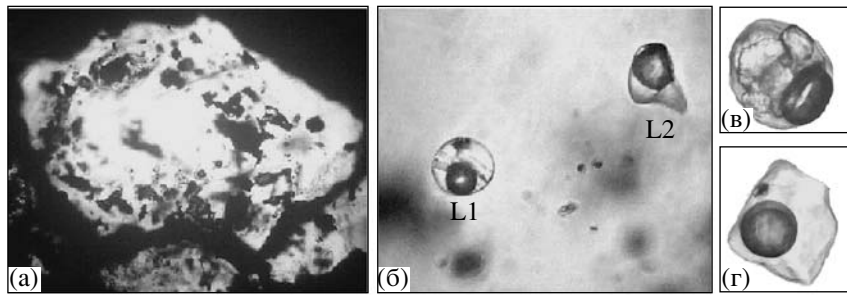


Рис. 1. Зональное зерно магматического флюорита из пегматита (а), сингенетичные включения L1 и L2 в этой зоне роста (б) и увеличенное изображение аналогичных ФВ (в, г).

темах 1-го типа (например, H₂O–NaCl), но типично для систем 2-го (p–Q) типа, к которым относятся многие сульфатные и фторидные растворы [14]. Несмотря на то, что несмесимые флюидные фазы сосуществовали с одним расплавом, при одних и тех же P,T-параметрах, концентрация многих элементов в них существенно различна (табл. 1). Неравномерное распределение лигандообразующих элементов и щелочей между несмесимыми фазами гетерогенного магматического флюида, вероятнее всего, обусловило преимущественный переход наиболее растворимых комплексов типа NaHMoO₄ в рассол, BeCO₃F⁻ – в углекислотноводный раствор, тогда как менее растворимые комплексы BeF₃⁻ и BeF₄²⁻ распределились между L1 и L2 сравнительно равномерно.

В результате изучения гидротермальных пород с разнотипной минерализацией получены свидетельства как совместной, так и раздельной миграции несмесимых флюидных фаз, аналогичных L1 и L2, но поступавших, скорее всего, не столько из пегматитов, сколько из более глубоко залегающего источника (остаточного очага лейкогранитной интрузии). С учетом большой разницы в плотностях L1 и L2 (табл. 1) формирование

их автономных потоков в значительной мере обусловлено гравитационным разделением.

По наличию сингенетичных включений L1 и L2 в минералах новообразованного парагенезиса из зон альбитизации в лейкогранитах Ермаковской интрузии установлено, что они сформированы смешанным флюидным потоком в интервале температур около 650–580°C. Альбитизация гранитов сопровождалась выносом Zr, Nb, отложением Mo, Fe и S в виде обильной вкрапленности пирита и редких чешуек молибденита, тогда как Be не осаждался, на что указывает равенство его содержаний в альбитизированных и неизмененных гранитах (5.9 и 6.0 г/т соответственно).

Более интенсивное осаждение Mo, S и F, а также Ce, La и P из автономных потоков L1 имело место при 630–600°C во время образования в лейкогранитах сети кварцевых прожилков, обогащенных молибденитом, монацитом и флюоритом. Минералы Be в них отсутствуют, хотя в первичных включениях рассола во флюорите из прожилков методом АЭС-ЛВ установлены обычные для L1 концентрации (г/кг) не только Mo (до 4.9), Mn (до 8.5), Fe (до 1.5), но и Be (до 0.3).

Штокверк наиболее богатых молибденитом кальцит-гранат-олигоклазовых прожилков в био-

Таблица 1. Сравнительная характеристика несмесимых фаз магматического флюида

| Фаза | Плотность, г/см ³ | Концентрация, мас. % | | | | | | | | | | |
|------|------------------------------|---------------------------------|-----------------|-----|------|-----------------|------|----|----|---|------|---|
| | | (Na, K) ₂ O | SO ₃ | F | NaCl | CO ₂ | | | | | | |
| L1 | 1.7–2.1 | 20–23 | 12–15 | 8–9 | + | 2–6 | 8–14 | | | | | |
| L2 | 0.75–0.85 | | | | | | | – | – | – | – | – |
| | | Максимальная концентрация, г/кг | | | | | | | | | | |
| | | Be | Mo | Mn | Fe | Mg | Ca | Ce | La | P | Al | |
| L1 | 0.3 | 17.8 | 9.6 | 4.3 | 1.5 | + | + | + | + | + | 11.2 | |
| L2 | 0.7 | <0.7 | <1 | 0.6 | 1.4 | + | – | – | – | – | 10.2 | |

Примечание. Знак плюс означает, что присутствие элементов установлено зондовым анализом дочерних кристаллов или взорванных ФВ; Знак минус – не обнаружено.

Таблица 2. Сравнительная характеристика углекислотно-водной фазы гетерогенного магматического флюида и рудоносных растворов, сформировавших фенакит-флюоритовые руды

| Концентрация, температура | Типичный интервал значений | |
|---------------------------|----------------------------|--------------------|
| | Магматич. флюид (L2) | Гидротерм. раствор |
| Be, г/кг раствора | 0.7–0.08 | 1.2–<0.08 |
| Mo, » | <0.9–<0.06 | <1.7–<0.8 |
| Mn, » | <0.7–<0.01 | <0.6–<0.2 |
| Al, » | 10.2–<0.4 | <4.5–<0.4 |
| CO ₂ , мол. % | 4.8–3.2 | 4.5–0.9 |
| Ca, мас. % (оценка) | ≤0.5 | 0.8–1.2 |
| NaCl экв., мас. % | 6.2–2.4 | 3.7–0.6 |
| T _{эвт.} , °C | от –30.5 до –27.7 | от –27.0 до –21.5 |

титовых сланцах дальнего (около 200 м) экзоконтакта интрузии лейкогранитов также образован автономным потоком рассола при 600–550°C. По данным электронно-зондового анализа дочерних кристаллов ФВ, в рассоле преобладают сульфаты Na, K, Ca при подчиненной роли хлоридов и фторидов, что несколько отличает его от L1. Тем не менее четкая приуроченность MoS₂ к этим прожилкам не оставляет сомнений в Mo-носности рассола. Таким образом, на изученном уровне гидротермальной системы при T > 500°C из фторидно-сульфатного Be-носного рассола осаждалась лишь часть совместно переносимых элементов (Mo, Ce, La, S, P, отчасти Fe, F), тогда как отложение Be и Mn в это время происходило, скорее всего, в области пониженных температур.

Фенакит-флюоритовые руды месторождения образованы при T ≤ 400°C автономными потоками углекислотно-водных растворов, подобных L2 (табл. 2). Кроме температуры, на эффективность рудоотложения существенно влиял химический состав замещаемых пород. На это указывает изменение состава и мощности зон диффузионно-метасоматического изменения последних около флюидопроводящих трещин, пересекающих контакт известняков с алюмосиликатными сланца-

ми. В известняках эти зоны мощностью до 10 см сложены рудным парагенезисом, а в сланцах они безрудны, имеют кальцит-полевошпатовый (± флюорит) состав и мощность менее 1 см. Влиянием этого фактора объясняется отсутствие фенакит-флюоритового оруденения в эгириновых лейкогранитах и пегматитах, служивших источником Be-носных растворов. Несопоставимость масштабов Be и Mo-оруденения (последнее не имеет промышленного значения) предполагает, что в валовом составе магматического флюида компоненты L2 многократно преобладали над компонентами L1.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 00–05–64323).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сотников В.И., Берзина А.П. Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1975. Т. 8. С. 217–236.
2. Рейф Ф.Г. Рудообразующий потенциал гранитов и условия его реализации. М.: Наука, 1990. 181 с.
3. Roedder E. // Econ. Geol. 1971. V. 66. P. 98–120.
4. Chivas A.R., Wilkins R.W.T. // Econ. Geol. 1977. V. 72. P. 153–169.
5. Bloom M.S. // Econ. Geol. 1981. V. 76. P. 1906–1920.
6. Eastoe C.J. // Econ. Geol. 1983. V. 78. P. 201–213.
7. Heinrich C.A., Ryan C.G., Mernagh T.P., Eadington P.J. // Econ. Geol. 1992. V. 87. P. 1566–1583.
8. Cline J.S., Vanko D.A. In: MAC Short Course Series. V. 23: Magmas, Fluids and Ore Deposits. Vancouver: Univ. Brit. Columbia, 1995. P. 153–174.
9. Reyf F.G. // Miner. deposita. 1997. V. 32. P. 475–490.
10. Audetat A., Gunther D., Heinrich C.A. // Geochim. et cosmochim. acta. 2000. V. 64. P. 3373–3393.
11. Лыхин Д.А., Костицин Ю.А., Коваленко В.И. и др. // Геология руд. месторождений. 2001. Т. 43. № 1. С. 52–70.
12. Рейф Ф.Г., Ишков Ю.М. // Геохимия. 1999. № 10. С. 1096–1111.
13. Ишков Ю.М., Рейф Ф.Г. Лазерно-спектральный анализ включений рудоносных флюидов в минералах. Новосибирск: Наука, 1990. 93 с.
14. Валяшко В.М. Фазовые равновесия и свойства гидротермальных систем. М.: Наука, 1990. 270 с.