

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ЦЕОЛИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ИЗ РОДИНГИТОВ БАЖЕНОВСКОГО ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА

Ю.В. Ерохин, Е.С. Шагалов, Д.А. Клейменов

С девяностых годов прошлого века по сегодняшний день в Уральский геологический музей при Уральском государственном горном университете поступают великолепные образцы из родингитов Баженовского месторождения хризотил-асбеста. Значительную долю среди коллекционного материала составляют цеолиты из гидротермально-измененных родингитов, где они образуют щетки с апофиллитом, пектолитом и пренитом. Всего в Баженовских родингитах установлено 75 минеральных видов, из которых только 12 принадлежит цеолитам (по [Антонов, 2003]). Их список приводится ниже, в скобках указаны авторы первых описаний или упоминаний: шабазит [Соколова, 1967], ломон-

тит, натролит (устное сообщение Ю.А. Соколова в 1978 г.), томсонит [Варлаков, Поляков, 1986], гармотом [Попов, 1995], стильбит-Са, гейландит-Са, филлипсит-К [Антонов, Габидулин, 1995], стеллерит, жисмондит, сколецит и мезолит [Антонов, 2003]. Последние три минерала выделены только на основании рентгеноструктурных данных, что для минералов группы цеолитов не является надежным критерием. Нашими исследованиями в Баженовских родингитах дополнительно установлены два новых цеолита – филлипсит-Са и гоннардит, а также подтверждены находки сколецита и мезолита. К сожалению, филлипсит-Са был определен на материале гармотома, поэтому находку после-

МИНЕРАЛОГИЯ

днего в пределах Баженовского офиолитового комплекса приходится считать сомнительной. Кроме того, нами изучены закономерные эпитахические натролит-сколецитовые сростки.

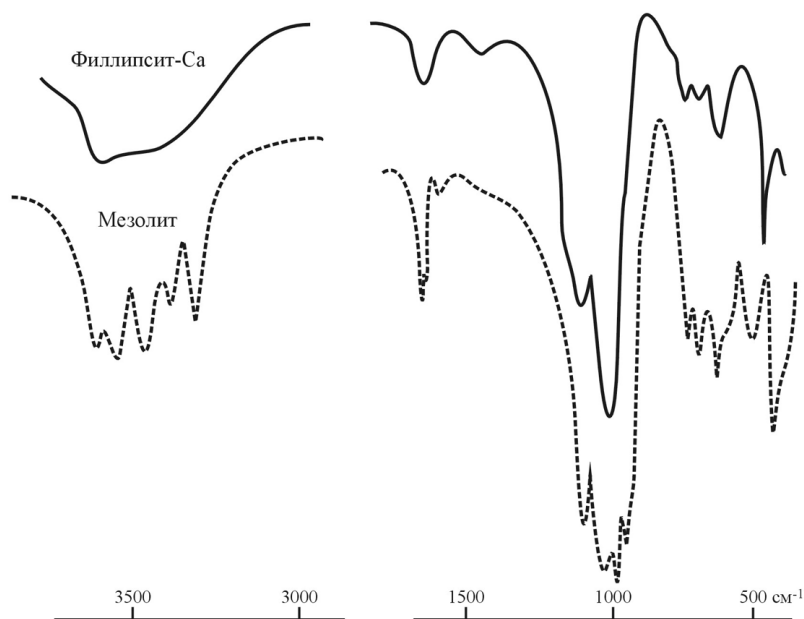
Филлипсит-Са был выделен на образцах ранее определенных как гармотом. Внешне похожий на филлипсит, гармотом был описан в родингитах на основании рентгеноструктурного исследования [Попов, 1995]. Его детальное изучение показало, что он является не гармотомом, а новым минералом для Баженовского офиолитового комплекса – филлипситом-Са. В родингитах уже описывался филлипсит, только калиевой разновидности [Антонов, 2003]. Исследованный нами цеолит слагает белоснежные кристаллы размером до 1-1.5 см на щетках пренита в родингитизированном габброиде. Индивиды являются типичными как для филлипсита, так и для гармотома [Антонов, 2003], то есть образуют отдельные кристаллы и двойниковые сростки псевдоромбододекаэдрического облика. Для них характерно сильное растворение граней, вплоть до футляровидного облика. Рентгеноструктурное изучение цеолита (УГГУ, ДРОН-2.0, аналитик Н.Г. Сапожникова) пока-

зало близость дифракционной картины к эталону гармотома, а не филлипсита, благодаря заниженным значениям межплоскостных расстояний. Основные отражения минерала (в ангстремах) – 8.08; 7.10; 6.41; 5.34; 5.04; 4.93; 4.09; 3.18. ИК-спектр цеолита (ИПХФ РАН, аналитик Н.В. Чуканов) также давал некоторую близость эталону гармотома (рис.). Основные полосы поглощения минерала – 394, 443, 622, 682, 728, 1014, 1104, 1628, 1660, 3450, 3580 см⁻¹. Данные микронзондового анализа показали полное несоответствие минерала бариевому цеолиту. Химический состав минерала (см. табл., ан. 1, 2) при этом хорошо пересчитывается на формулу филлипсита. По преобладанию кальция над щелочными катионами он относится к филлипситу-Са. Для него характерно высокое содержание калия (до 5.75 мас.%) при низких концентрациях натрия (до 0.08 мас.%). Количество бария не превышает 0.11 мас.%, что, естественно, не позволяет его определять как гармотом. Содержание воды в филлипситах варьирует в пределах 16-17%, и это хорошо согласуется с нашими данными химического анализа. Судя по современной классификации цеолитов [Coombs et.

Химический состав цеолитов и гидроксилапофиллита (в мас.%) из Баженовских родингитов

NN	SiO ₂	Al ₂ O ₃	BaO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	47.75	23.06	0.11	8.50	0.08	5.74	85.23
2	48.58	22.71	0.04	8.28	0.08	4.07	83.77
3	44.06	27.48	-	6.86	8.39	0.05	86.85
4	45.38	25.26	-	14.31	0.17	0.01	85.14
5ц	53.83	-	-	25.15	0.05	5.15	84.18
5кр	54.31	-	-	24.09	0.12	5.03	83.55
6ц	46.05	24.70	0.04	10.73	3.89	0.04	85.45
6кр	45.70	24.90	-	9.65	5.46	0.05	85.75
7ц	46.18	24.72	-	14.53	0.05	0.01	85.49
7пр	46.99	27.07	-	-	16.61	0.06	90.73
7кр	45.77	25.37	-	14.53	0.03	0.02	85.72
Формульные единицы							
1	5.20	2.95	0.01	0.99	0.02	0.80	9.97
2	5.43	2.99	-	0.99	0.02	0.58	10.01
3	5.73	4.21	-	0.95	2.12	0.01	13.03
4	3.00	1.97	-	1.01	0.02	-	6.00
5ц	8.00	-	-	4.00	0.02	0.97	12.99
5кр	8.14	-	-	3.87	0.04	0.96	13.01
6ц	9.24	5.84	-	2.30	1.51	0.01	18.90
6кр	9.06	5.82	-	2.05	2.10	0.01	19.04
7ц	3.04	1.92	-	1.02	0.01	-	5.99
7пр	2.96	2.01	-	-	2.03	-	7.00
7кр	3.01	1.97	-	1.02	-	-	5.99

Примечание. ИГГ УрО РАН. микроанализатор JXA-5, аналитик Е.С. Шагалов; ц – центр зерна, пр – промежуточная зона, кр – край зерна; 1-2 – филлипсит-Са; 3 – гоннардит; 4 – сколецит; 5 – гидроксилапофиллит; 6 – мезолит; 7 – зональный сколецит-натролитовый индивид.



ИК-спектры кальциевого филлипсита и мезолита из родингитов Баженовского офиолитового комплекса.

говорит о его вторичном характере развития. Видимо поэтому гоннардит встречается крайне редко в Баженовских родингитах. Скорее всего, на конечной стадии формирования гидротермальной системы во флюиде начинает преобладать кальций, и это отра-

al., 1997], гармотом образует твердые растворы с кальциевым филлипситом, и это обусловило сходство их рентгенограмм и ИК-спектров. В результате проведенных исследований можно предполагать, что ранее описанный на Баженовском месторождении гармотом действительно является кальциевым филлипситом. Это вполне вероятно, так как никаких других бариевых минералов в родингитах и на месторождении не отмечалось.

Гоннардит обнаружен в открытых полостях родингитизированных диоритов, где он ассоциирует с мезолитом, сколецитом, гидроксиллапофиллитом и пренитом. Собственно гоннардит с другими цеолитами нарастает на щетки пренита и обрастает апофиллитом. Он слагает отдельные гомогенные иглы без какой-либо зональности, размером не более 5-7 мм. Визуально выглядит белым, непрозрачным. Химический состав гоннардита (см. табл., ан. 3) вполне соответствует теоретическим данным [Coombs et al., 1997]. Рентгенограмма игольчатых индивидов определяется как смесь гоннардита со сколецитом с набором следующих основных отражений (в ангстремах) – 6.69; 5.98; 4.76; 4.67; 4.43; 4.24; 2.94; 2.89; 2.22. Это хорошо согласуется с данными микронзондового профилирования, которое показывает в краевых зонах кристаллов участки с повышенным содержанием кальция. Химический состав этих участков вполне соответствует табличному сколециту (см. табл., ан. 4). Кальциевый цеолит образует в гоннардите неправильные пятна и каймы, что

является появлением гидроксиллапофиллита и замещением раннего гоннардита сколецитом. Сам гидроксиллапофиллит слагает бесцветные прозрачные таблитчатые индивиды и нарастает на цеолиты в виде розоподобных агрегатов. Его химический состав полностью соответствует стехиометрическим значениям (см. табл., ан. 5) и слегка отличается от приведенных ранее для Баженовских родингитов [Варлаков, Поляков, 1986; Барсукова, 1985], где отмечалось присутствие глинозема от 0.2 до 1.6 мас.%. В минерале фиксируется слабая зональность, от центра к краю нарастает содержание натрия (от 0.05 до 0.12 мас.%) и падает калия (от 5.15 до 5.03 мас.%). Гидроксиллапофиллит является самым поздним силикатом в гидротермально-измененных родингитах, так как на него уже нарастают различные карбонаты (кальцит, арагонит и др.).

Мезолит образует совместные сростания с гоннардитом, причем индивиды последнего под углом в 60° нарастают на кристаллы первого. Размер крупных игольчатых индивидов мезолита достигает 1 см в длину. Цвет цеолита белый с шелковистым отливом. Химический состав минерала менее глиноземистый (см. табл., ан. 6), чем в теоретическом составе [Coombs et al., 1997]. В индивидах наблюдается хорошая зональность, от центра к краю нарастает натрий (от 3.89 до 5.46 мас.%) и падает кальций (от 10.73 до 9.65 мас.%). ИК-спектр цеолита (ИПХФ РАН, аналитик Н.В. Чуканов) полностью соответствует эталону мезолита

(см. рис.). Основные полосы поглощения минерала – 420, 500, 633, 693, 727, 953, 992, 1032, 1105, 1593, 1653, 1667, 3239, 3412, 3520, 3600 см^{-1} . Местами индивиды мезолита, также как и гоннардитовые, замещаются сколецитовым агрегатом.

Натролит-сколецитовые закономерные сростания наблюдаются в гидротермально-измененных апогаббровых родингитах в ассоциации с пренитом и гидроксилапофиллитом. Они нарастают на корки пластинчатого пренита, образуя совместный друзовый рост с таблитчатым апофиллитом. Часто представлены радиально-лучистыми агрегатами (до 5-6 см в диаметре), гораздо реже – одиночными игольчатыми кристаллами до 3-4 см длиной. Индивиды характеризуются молочно-белой окраской, часто с водяно-прозрачными вершинами, т.е. наблюдается видимая зональность по цвету. Они огранены ромбической дипирамидой – $r\{111\}$ в комбинации с ромбической призмой – $m\{110\}$, и это придает им псевдотетрагональный облик. Грани дипирамиды отличаются матовым отблеском (Ерохин, 1998). Рентгенограмма индивидов (УГГУ, аналитик Н.Г. Сапожникова) соответствует неупорядоченному натролиту со следующим набором межплоскостных отражений (в ангстремах) – 6.56; 5.86; 4.71; 4.62; 4.36; 4.21; 4.15; 3.63; 3.23; 3.16; 3.08; 2.98; 2.93; 2.89; 2.85. Полученная рентгеновская картина сильно отличается от эталона натролита, так как присутствует целый ряд отражений характерных для сколецита. В пользу присутствия в пробе двух минералов говорит размытость и несовершенство пиков на дифрактограмме. Для проверки гомогенности кристаллов нами были проведены микронзондовые исследования. В результате обнаружилось, что индивиды цеолита имеют четкую зональность по кальцию и натрию. Участки, обогащенные кальцием, слагают центральную и краевую зоны кристаллов, натрием – промежуточную часть индивидов (см. табл., ан. 7). Пересчет микронзондовых анализов по катионному методу показал, что кальциевые зоны представлены сколецитом, а натровые соответственно натролитом. Таким образом кристаллы, ранее считавшиеся натролитом, на самом деле представлены натролит-сколецитовыми сростаниями. Об агрегатных сростаниях натролита со сколецитом, мезолитом и томсонитом в Баженовских родингитах упоминалось и ранее (Антонов, 2003). В нашем случае, как мы предполагаем, индивиды представлены законо-

мерными автоэпитаксическими сростаниями, причем сколецит сначала зарастал натролитом, а затем сам обрастал его. Оба цеолита изоструктурны друг другу, поэтому такие закономерные сростания им не противоречат.

В результате проведенных исследований стало понятно, что для минералов из группы цеолитов необходимо проводить полный спектр методов исследований с обязательным выполнением химического анализа (как того требует современная классификация цеолитов [Coombs et al., 1997]). Цеолиты, установленные только рентгеноструктурным анализом, не дают уверенности в достоверном определении минерального вида.

Работа проведена при финансовой поддержке РФФИ (грант 04-05-64679).

Список литературы

- Антонов А.А. Минералогия родингитов Баженовского гипербазитового массива. СПб: Наука, 2003. 128 с.
- Антонов А.А., Габидулин Ф.И. Цеолиты из родингитов Баженовского месторождения хризотил-асбеста, Урал // Минералогический Музей-210. Тезисы докладов. СПбГУ, 1995. С. 21-22.
- Барсукова Н.С. Гидроксилапофиллит из родингитов Баженовского месторождения // Материалы Уральской летней минералогической школы. Екатеринбург: УГГГА, 1995. С. 43-44.
- Варлаков А.С., Поляков В.О. Жильные минералы из родингитов Баженовского месторождения хризотил-асбеста // Материалы к топоминералогии Урала. Свердловск: УНЦ СССР, 1986. С. 71-77.
- Ерохин Ю.В. Кристалломорфология минералов Баженовского месторождения хризотил-асбеста // Уральский геологический журнал. 1998. № 2. С. 23-33.
- Попов В.А. Точилинит, двойники диопсида, брусита, шабазита и гармотома из родингитов Баженовского месторождения // Уральский минералогический сборник. Миасс: ИМин УрО РАН, 1995. № 5. С. 139-144.
- Соколова Л.А. Шабазит из Баженовского месторождения хризотил-асбеста // Водные вулканические стекла и поствулканические минералы. М.: Наука, 1967. С. 151-157.
- Coombs D.S., Albery A., Armbruster T. et al. Recommended nomenclature for zeolite minerals: report of the subcommittee on zeolites of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names // Canad. Mineral. 1997. Vol. 35. P. 1571-1606.