

В.И. СТЕПАНОВ, Т.И. МАТРОСОВА, А.В. БЫКОВА

О ГЕНЕЗИСЕ ТАУМАСИТА ИЗ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
И ЕГО ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Таумасит – $\text{Ca}_3 [\text{Si}(\text{OH})_6(\text{H}_2\text{O})_{12}] (\text{CO}_3) (\text{SO}_4)$ – не очень редкий минерал совершенно необычного состава и структуры, впервые найденный еще в 1874 г. на месторождении Орескутан в Швеции Гумелиусом [1]. Его обычно относят к силикатам [2], однако его изоструктурность с журавскитом – $\text{Ca}_3 [\text{Mn}(\text{OH})_6 (\text{H}_2\text{O})_{12}] \times \times (\text{CO}_3) (\text{SO}_4)$ и большое кристаллохимическое родство с этрингитом – $[\text{Ca}_3 \text{Al}(\text{OH})_6]_2 (\text{SO}_4)_3 2\text{H}_2\text{O}$, так же как и поведение при нагревании, свидетельствуют о гораздо большей близости таумасита к сульфатам. В СССР таумасит впервые был обнаружен в 1941 г. в Лопанском ущелье в Южной Осетии [3]. К настоящему времени в литературе указано 18 месторождений этого минерала на территории СССР. Подавляющее большинство находок представлено мономинеральными прожилками мелкозернистого или параллельно-волокнистого таумасита до 7–10 см мощности в магнезиально-скарновых метасоматитах, обычно с сильно выраженным развитием более поздних известковых скарнов. Проявление таумасита в контактовых флогопит-диопсидовых метасоматитах Кургинского ультраосновного-щелочного массива (Кольский полуостров) – несомненно относится к этому же типу [4]. Экзотическими являются находки прожилков и конкреций таумасита в кимберлитах трубок Новинка и Комсомольская [5]. Как ни странно, но аналоги старинного месторождения таумасита Уэст-Паттерсон (Нью-Джерси, США) в пустотах базальтовых лав – очень редки. В СССР известна только одна находка такого типа – в пустотах измененных диабазов зоны вкрапленных медно-никелевых руд Октябрьского месторождения (Талнах, Северная Сибирь) [6]. Тем больший интерес представляет новая находка авторами летом 1977 г. таумасита в пустотах шаровых андезито-базальтовых лав около устья р. Уравели (Ахалцихский район, Ю. Грузия) – без всяких следов рудной минерализации. Это месторождение богато разнообразными по форме выделений цеолитами: стильбитом, гейландитом, морденитом, помонитом, а также апофиллитом – и описано В.П. Петровым в своих воспоминаниях [7].

Месторождение представляет собой вскрытый дорожными работами выход шаровых лав 7–15 м высотой по левому берегу р. Уравели в 1,5 км от впадения ее в р. Куру. Обнажение сложено лавовыми "подушками" 1–1,5 м длиной и 0,5–1 м толщиной. Порода "подушек" очень плотная, крепкая. Наружная стекловатая корка отшелушивается за счет выветривания. Промежутки между "подушками" заполнены кварц-кальцитовыми полосчатыми осадками и обломками сильно измененного стекла и содержат большое количество пустот и трещин, выполненных частично или полностью кальцитом, апофиллитом и цеолитами, а иногда монокристаллическим арагонитом. Изучение возрастных соотношений минеральных агрегатов с большой степенью надежности позволяет выделить четыре стадии минерализации: 1 – прожилки шестоватого кальцита с тектонической текстурой; 2 – гнезда массивного монокристаллического арагонита до 20 x 25 x 17 см; 3 – массивные прожилки кальцита с красными гейландитом, стильбитом и прерывистой или сплошной тонкой хлорофеновой ботриоидальной призматической оторочкой. Около таких прожилков местами наблюдается редкая вкрапленность кристаллов самородной меди 1–2 мм величиной; 4 – прожилки друзовой структуры и друзы в пустотах, сложных разнообразным кальцитом, баритом, гейландитом II, морденитом, стильбитом II, апофиллитом, кварцем, аметистом, таумаситом.

Минеральные агрегаты четвертой стадии минерализации представляют наибольший интерес и отличаются сложным строением и разнообразным обликом образцов. Особенно необычны и эффектные разнообразные агрегаты апофиллита бирюзового (0,5% V, 0,000n% Cu), зеленоватого, розоватого и белого цвета. Они наблюдаются либо в самостоятельных скоплениях, либо сформированы на месте более ранних

агрегатов. В друзовых корках первого типа отчетливо выделяются три типа минеральных ассоциаций – ранняя, основная и поздняя. Первая сложена сферолито-подобными корками желтоватого радиально-лучистого кальцита, часто с заметными следами перекристаллизации. Головки ромбоэдрических кристаллов кальцита дорастают бесцветными или белыми кристаллами "кубического" кальцита, которые нередко самостоятельно слагают основание друз. "Кубический" кальцит представлен блестящими ромбоэдрами с углами, очень мало отличающимися от 90° , и резко выраженной диагональной штриховкой на гранях.

Вторая минеральная ассоциация представлена баритом, морденитом, гейландитом II, стильбитом II, апофиллитом I. Барит ксеноморфен к радиально-лучистому кальциту и растет совместно с "кубическим" кальцитом. Морденит, гейландит II и стильбит II в виде розоватых или белых кристаллов вначале (в центрах роста индивидуальных) растут совместно с "кубическим" кальцитом, более поздние части их кристаллов к нему ксеноморфны, так же как и к бариту. Апофиллит I ксеноморфен ко всем этим минералам. Иглы морденита врастают в наружные части кристаллов гейландита II, стильбита II и апофиллита. В минеральных агрегатах этой ассоциации часто наблюдаются пустоты выщелачивания идиоморфного ромбического минерала, ограниченного пинакоидами (100), (010) и (001). Судя по следам трещин спайности, залеченных апофиллитом, этот минерал имел совершенную спайность по этим же направлениям и иногда замещался апофиллитом I генерации с образованием ячеистых псевдоморфоз. Так как никаких следов растворения других минералов не наблюдается, то наиболее веское предположение, что это был ангидрит. В основании выщелоченных кристаллов ангидрита (?) наблюдаются индукционные поверхности на гейландите, свидетельствующие о начальном совместном росте обоих минералов. Барит к ангидриту идиоморфен.

Поздняя минеральная ассоциация развита не всегда и в различных полостях очень сильно варьирует по набору минералов. К ним относятся кристаллы дигипирамидального (до 1 см величиной) и веретенообразного кварца (до 3 мм), корки аметиста, образованные со всех сторон почковидные конкреции белого апофиллита II до 3 см в диаметре, отдельные кристаллы (до 1,5 мм), рыхлые и плотные скопления сахаровидного таумасита (до 7 x 6 x 4 см). Все эти минералы никогда не встречаются вместе. Кристаллы таумасита нарастают на веретенообразный кварц, "кубический" кальцит и все минералы основной минеральной ассоциации. В участках, богатых кварцем, таумасит отсутствует. Характерна постоянная ассоциация таумасита с более ранним апофиллитом I. Несомненно его наиболее позднее образование. Эндогенный характер таумасита не вызывает сомнений.

При наложении четвертой стадии минерализации на более ранние агрегаты – обычно на гнезда и прожилки третьей стадии минерализации, возникают наиболее сложные по морфологии минеральные агрегаты. Наиболее часто происходило выщелачивание кальцита третьей стадии минерализации: местами целиком, а обычно частично. При этом реликты этого кальцита самоограниются и формируют крупные до 5 см изометрические непрозрачные кристаллы, представляющие собой комбинацию кубообразного ромбоэдра и основного скаленоэдра с очень неравномерным развитием граней. Агрегаты четвертой стадии минерализации выполняют пустоты в друзах такого кальцита и обрастают его друзовыми корками. При этом гейландит I и стильбит I видимо дорастают с формированием единых кристаллов, содержащих минералы обеих генераций. Апофиллит всегда ксеноморфен к этим цеолитам.

Прожилки шестоватого кальцита первой стадии отчетливо пересекаются агрегатами третьей и четвертой стадий. Структура шестоватых кальцитовых прожилков первой стадии минерализации полностью тождественна таковой из трещин кливажа хлоритовых сланцев и свидетельствует о кристаллизации в условиях стрессовых нагрузок. Тем самым кажется очевидным значительный разрыв во времени формирования вулканогенной толщи, вовлеченной позднее в слабые пликативные движения, и еще более поздней посторогенной цеолитовой минерализации. Минеральные агрегаты второй, третьей и четвертой стадий не несут следов деформаций. Многостадийность процесса формирования цеолитовой минерализации свидетельствует о значительном перекрытии лавовой толщи осадками в момент кристаллизации цеолитов. Об этом же говорит однопорядковая размерность зерен одновременно кристаллизующихся минералов. В непосредственной близости пород к поверхно-

сти несомненна нестабильность теплового поля кристаллизации, т.е. неравномерность прогрева пород в зонах просачивания гидротермальных растворов и участков, незначительно удаленных от них. При этом неизбежно будут формироваться минералы только одной стадии минерализации без жильного выполнения с беспорядочно колеблющимися размерами зерен одного и того же минерала при их одновременном росте в зависимости от степени прогретости и градиента тепловой отдачи участка кристаллизации. Подобная ситуация хорошо изучена одним из авторов в сурьмяно-ртутных месторождениях Средней Азии.

Альтернативными типами месторождений таумасита являются штокверковые месторождения грейзеновой формации и рудные месторождения в глубоко метаморфизованных породах щитов, как это имеет место на первоначальном месторождении таумасита Орескутан в Швеции. Первый тип месторождений установлен В.И. Степановым в 1954–1956 гг. в кернах скважин Верхне-Кайрактинского вольфрамowego месторождения в Казахстане. В обоих случаях характерна ассоциация таумасита с апофиллитом в друзовых пустотах рудных тел. В Верхне-Кайрактинском месторождении таумасит наблюдается исключительно в пустотах цеолитовых прожилков или в друзовых полостях рудных прожилков совместно с теми же цеолитами. Последовательность их кристаллизации постоянна: стильбит → шабазит → апофиллит → таумасит. Таумасит образует обычные мелкозернистые агрегаты или ватообразные агрегаты из беспорядочно ориентированных тончайших иголок длиной до 1 см.

В то время казалось, что имеется принципиальная разница между генезисом таумасита в среднеглубинных рудных месторождениях и вулканических породах, с одной стороны, и генезисом мономинеральных таумаситовых прожилков в апомагнезиальных известковых скарнах – с другой. Однако находки Е.И. Кузнецовой [8] на Акджальском, Аксоранском и Кызыл-Эспинском полиметаллических скарновых месторождениях полосчатых таумаситовых жил с ломонитом, гейландитом и апофиллитом, в которых таумасит ничем не отличается от такового обычных мономинеральных прожилков, свидетельствует об ошибочности этого мнения. Кроме того, эти прожилки встречены на глубинах до 312 м, что полностью исключает возможность их гипергенного происхождения, предполагаемого З.М. Протождяконовой [9]. Наблюдения одного из авторов на Акташском участке Кансайского полиметаллического рудного поля на Кураминском хребте показало, что мономинеральные таумаситовые прожилки в магнезиальных скарных никак не связаны по своему происхождению с корой выветривания скарнов и тождественны во всех деталях строения с таковыми из глубоких скважин Курганшинканского и Акджальского месторождений. Таким образом, минеральные ассоциации таумасита в апоскарновых месторождениях тождественны таковым вулканогенных, метаморфических и высокотемпературных гидротермальных месторождений и характеризуются самым поздним выделением таумасита относительно других минералов и особенно часты его нахождения с апофиллитом, т.е. практически в том же самом парагенезисе. Несомненна эндогенная природа такого таумасита.

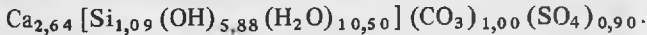
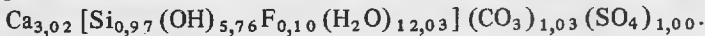
Однако известны единичные находки таумасита необычной морфологии и, возможно, генезиса. Первая такая находка сделана Д.С. Белянкиным и В.П. Петровым в волластонитовых скарнах Лопанского ущелья [3]. Таумасит в виде почковидных конкреций образуется в измененных ксонотлитовых агрегатах, заместивших волластонит. В аналогичных условиях почковидные конкреции таумасита до 2 см в диаметре наблюдал один из авторов в 1950 году совместно с Л.П. Ермиловой в монтмориллонитовой глине, заместившей волластонит в скарнах Акмаинского вольфрамowego месторождения в Центральном Казахстане. В 1978 г. А.А. Евсеев обнаружил почковидную конкрецию таумасита в измененном волластонитовом скарне борно-магнетитового месторождения Солонго в Бурятской АССР. Все эти образцы взяты в поверхностных обнажениях или неглубоких выработках. Никаких других минералов, характерных спутников таумасита, не наблюдалось. Хотя описанная ситуация не исключает возможность формирования такого таумасита в нижних частях коры выветривания, однако его эндогенное происхождение более вероятно. Конкреционные агрегаты минералов известны и в эндогенных минеральных ассоциациях, хотя и встречаются значительно реже гипергенных. В частности конкреционные выделения таумасита встречены в кимберлитах на значительной глубине [5].

Таблица 1

Компонент	1. Уравели, Грузия		2. Верхнее Кайракты, Казахстан	
	Вес. %	Молекулярные количества	Вес. %	Молекулярные количества
CaO	27,30	0,486804	25,85	0,460949
MnO	—	—	Не обн.	—
MgO	Не обн.	—	”	—
(Al, Fe) ₂ O ₃	”	—	”	—
SiO ₂	9,41	0,156598	11,50	0,191379
SO ₃	12,90	0,161117	12,64	0,157870
CO ₂	7,30	0,165868	7,70	0,174956
F	0,30	0,015789	—	—
H ₂ O	43,30	2,403419	42,30	2,347913
	100,51		100,23	
O = F ₂	—0,13			
	100,38			
Уд. вес.	1,86		1,91	
	n ₀ = 1,506		1,506	
	n _e = 1,468		1,468	

Новая принципиально уточненная структура таумасита требует строгой стехиометрии его состава и, следовательно, постоянности его оптических и физических свойств [10]. Только немногие опубликованные химические анализы таумасита удовлетворяют этим требованиям. Для выяснения причин этого в химической лаборатории ИМГРЭ А.В. Быковой был проанализирован таумасит из Уравели. Для сравнения приведен старый анализ таумасита из Верхне-Кайрактинского месторождения, выполненный Л.Б. Тумилович в химической лаборатории Института геологии рудных месторождений АН СССР (табл. 1).

Пересчет химических анализов привел к следующим эмпирическим формулам:



Термограммы ДТА и ДТГ, полученные на дериватографе в лаборатории ИМГРЭ, показали обычную картину: эндотермический эффект при 195° и экзотермический — при 780°. Последний эффект несомненно сильно завышен. Потеря в весе при 200° составила 49%, что равно сумме всей воды и большей части углекислоты.

Показатели преломления, полученные Т.И. Матросовой, равны стандартным данным: n₀ = 1,506 и n_e = 1,468. Влияние на показатели преломления небольшого содержания фтора в образце из Уравели не замечено.

ЛИТЕРАТУРА

1. O. Gumaelius. Geol. fhändl., Hf. 4, N 18.
2. Минералы. М.: Наука, 1972, т. 3.
3. Д.С. Белянкин, В.П. Петров. О гибшите и плазолите. — ДАН СССР, 1941, т. 32, № 1.
4. А.М. Портнов, Б.П. Солнцев. О таумасите с Кольского полуострова. — Тр. Минералогического музея АН СССР. М.: Наука, 1971, вып. 20.
5. Г.И. Смирнов, А.Д. Харьков. Таумасит в кимберлитах Якутии. — Геология и геофизика, 1960, № 12.
6. В.В. Рябов, В.Н. Столповская. Таумасит из Талнахского рудного узла (Северо-запад Сибирской платформы). — Геология и геофизика, 1973, № 11.
7. В.П. Петров. Рассказы о трех необычных минералах. М.: Недра, 1978.
8. Е.И. Кузнецова. Таумасит из скарновых месторождений Центрального Казахстана. — Тр. ИГН АН КазССР, 1963, вып. 7.
9. З.М. Протодяконова. О таумасите из Окур-тау. — ДАН УзбССР, № 2.
10. R.A. Edge, H.F. Taylor. Crystal structure of thaumasite Ca₃Si(OH)₆12H₂O/(SO₄)(CO₃). — Acta cryst., 1971, В. 27, N 3.