NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 1

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ МУЗЕЙ им. А.Е. ФЕРСМАНА

ВЫПУСК 49

Новые данные о минералах

ИЗДАНИЕ ОСНОВАНО В 1907 г.

МОСКВА
2014

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 2

ISSN 1816–546x
УДК 549

Новые данные о минералах. 2014. Выпуск 49. 156 стр., 105 фото, схем и рисунков.
Под редакцией доктора геол.-мин. наук, профессора В.К. Гаранина.
Издание Федерального государственного бюджетного учреждения науки Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана Российской академии наук (Минмузей РАН).

Выпуск содержит описание эммерихита – нового минерала группы лампрофиллита из палеовулканического района Айфель (Германия), нанокристаллов самородных молибдена, железа и титана, обнаруженных в импактных стеклах лунного реголита, а также впервые найденного в России редкого высококремниевого цеолита югаваралита из обнажения им. А.Е. Ферсмана апатитового месторождения Ошурковское (Бурятия). Приведены новые данные для беталомоносовита из Хибинского массива и алланита (ортита) из Верхотурья (Ср. Урал). Подробно представлена минералогия месторождений плутоногенной золото-кварцевой формации севера Центрального Казахстана. Изложены результаты изучения структур политипов витчита и родственных пентаборатов, описаны продукты кристаллизации расплавов системы Cu-Fe-S с примесями платины, палладия и олова.
В разделе *«Минералогические музеи и коллекции»* рассказывается о новых экспозициях в Рудно-петрографическом музее Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, о выставке «Бокситы» в Минералогическом музее им. А.Е. Ферсмана и о минералогической коллекции В.И. Степанова, хранящейся ныне в этом музее.
90-летию со дня рождения В.И. Степанова посвящена также статья в разделе *«Персоналии»*. Здесь же приводятся биографические сведения о русском дипломате и коллекционере Д.А. Голицыне.
К 130-летию со дня рождения А.Е. Ферсмана журнал публикует две небольшие заметки: о дополнении к биобиблиографии этого выдающегося ученого и о названном в честь него минерале ферсманите.
Завершает выпуск статья о минеральных агрегатах пещеры Прометея близ Цхалтубо (Зап. Грузия).
Журнал представляет интерес для минералогов, геохимиков, геологов, а также работников естественно-исторических музеев, коллекционеров и любителей камня.

Главный редактор — доктор геолого-минералогических наук, профессор В.К. Гаранин

Ответственный редактор выпуска — кандидат геолого-минералогических наук Е.А. Борисова

Редакционная коллегия — доктор геол.-минерал. наук, профессор М.И. Новгородова
доктор геол.-минерал. наук Б.Е. Боруцкий,
доктор геол.-минерал. наук Е.И. Семенов,
канд. геол.-минерал. наук С.Н. Ненашева,
канд. геол.-минерал. наук Е.Н. Матвиенко,
канд. геол.-минерал. наук М.Б. Чистякова,
канд. геол.-минерал. наук М.Е. Генералов
Л.А. Паутов

Фото — М.Б. Лейбов

Руководитель издательской группы — М.Б. Лейбов
Выпускающий редактор — Л.А. Чешко
Дизайн — Д. Ершов
Верстка — И.А. Глазов

Утверждено к печати Минмузеем РАН
© текст, фото, иллюстрации, Минмузей РАН, 2014
© дизайн, ООО «БРИТАН», 2014

Подготовлен к печати
Минмузей РАН
119071 Москва, Ленинский пр., д. 18, корпус 2
Тел.: 8 (495) 952-00-67, факс 8 (495) 952-48-50
E-mail: mineral@fmm.ru
www.fmm.ru

ООО «БРИТАН»
117556 Москва, а/я 71
Тел./факс 8 (495) 629-48-12
E-mail: minbooks@inbox.ru
www.minbook.com

Заказать текущий выпуск или подписаться на журнал можно на сайте www.minbook.com
или по электронной почте minbooks@inbox.ru

Цена подписки: 300 руб.
Тираж 300 экз.

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 3

СОДЕРЖАНИЕ

Новые минералы и их разновидности, новые находки редких минералов, минеральные парагенезисы

Чуканов Н.В., Расцветаева Р.К., Аксенов С.М., Бласс Г., Пеков И.В., Белаковский Д.И., Чёртнер Й., Шюллер В., Тернес Б.
Эммерихит $Ba_2Na(Na,Fe^{2+})_2(Fe^{3+},Mg)Ti_2(Si_2O_7)_2O_2F_2$ — новый минерал группы лампрофиллита из палеовулканического района Айфель, Германия 5

Мохов А.В., Горностаева Т.А., Карташов П.М., Асадулин Эн.Э., Богатиков О.А.
Нанокристаллы самородных молибдена, железа и титана в импактных стеклах лунного реголита 14

Боруцкий Б.Е., Агеева О.В., Каримова О.В., Карташов П.М., Якубович О.В.
Новые данные о беталомоносовите 23

Ненашева С.Н., Паутов Л.А.
Югаваралит из обнажения им. А.Е. Ферсмана апатитового месторождения Ошурковское, Бурятия, Россия 42

Попов В.А., Губин В.А., Карпенко В.Ю., Хиллер В.В.
Новые данные об алланите из Верхотурья (к 180-летию открытия ортита в России) 51

Спиридонов Э.М.
Новые данные по минералогии месторождений плутоногенной золото-кварцевой формации севера Центрального Казахстана. I. 58

Кристаллохимия, минералы как прототипы новых материалов, физические и химические свойства минералов

Ямнова Н.А., Аксенов С.М., Еремин Н.И.
Модулярное строение политипов витчита и родственных пентаборатов 77

Кравченко Т.А.
Pt-Pd-Sn металлиды в области кристаллизации Pt-Pd сульфидов в системе Cu-Fe-S 92

Минералогические музеи и коллекции

Свешникова О.Л., Слукин А.Д., Соколова Е.Л.
Выставка «Бокситы» в Минералогическом музее им. А.Е. Ферсмана Российской академии наук 98

Суханов М.К., Смольянинова В.Н.
Новые экспозиции в Рудно-петрографическом музее Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии 105

Белаковский Д.И., Никифоров А.Б., Абрамов Д.В.
Минералогическое собрание Виктора Ивановича Степанова (1924—1988): музейное, научное и общественное значение 113

Персоналии

Раменская М.Е.
О дополнении к биобиблиографии А.Е. Ферсмана 129

Максимюк И.Е.
Виктор Иванович Степанов — уникальный минералог и великий труженик 133

Мохова Н.А.
Дмитрий Алексеевич Голицын, дипломат, искусствовед, естествоиспытатель, коллекционер 138

Минералогические заметки

Спиридонов Э.М.
Яркое оптическое лицо ферсманита 150

Матвиенко Е.Н.
Минеральные образования пещеры Прометея в Западной Грузии 152

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 4

Новые минералы и их разновидности, новые находки редких минералов, минеральные парагенезисы

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 5

УДК 549.65 + 548.62 (430.123)

ЭММЕРИХИТ, $Ba_2Na(Na,Fe^{2+})_2(Fe^{3+},Mg)Ti_2(Si_2O_7)_2O_2F_2$ – НОВЫЙ МИНЕРАЛ ГРУППЫ ЛАМПРОФИЛЛИТА ИЗ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКОГО РАЙОНА АЙФЕЛЬ, ГЕРМАНИЯ[1]

Н.В. Чуканов
Институт проблем химической физики, РАН, Черноголовка, chukanov@icp.ac.ru

Р.К. Расцветаева
Институт кристаллографии, РАН, Москва, rast@ns.crys.ras.ru

С.М. Аксенов
Институт кристаллографии, РАН, Москва, aks.crys@gmail.com

Г. Бласс
Merzbachstrasse 6, D-52249, Eschweiler, Germany, nc-blaszgu@netcologne.de

И.В. Пеков
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, igorpekov@mail.ru

Д.И. Белаковский
Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана, РАН, Москва, dmz@fmm.ru

Й. Чёртнер
Judenpfad 40, 50996 Köln, Germany

В. Шюллер
Im Straussenpesch 22, 53518 Adenau, Germany, Willi.Schueller@dlr.rlp.de

Б. Тернес
Bahnhofstrasse 45, 56727 Mayen, Germany, Bernd.Ternes@dlr.rlp.de

Новый минерал группы лампрофиллита эммерихит, $Ba_2Na(Na,Fe^{2+})_2(Fe^{3+},Mg)Ti_2(Si_2O7)_2O_2F_2$, найден в базальтовых карьерах Ротер Копф и Грауляй (палеовулканический район Айфель, Рейнланд-Пфальц, Германия) в составе поздних ассоциаций, включающих нефелин, авгит, мелилит, гётценит, лилейит, фторапатит, а также (Ротер Копф) лейцит, флогопит, магнетит, перовскит и гюнтерблассит. Эммерихит образует пластинчатые кристаллы размерами до 0.05 × 0.3 × 0.5 мм и эпитаксические срастания с лилейитом. Цвет нового минерала коричневый, блеск стеклянный. Хрупкий, твёрдость по Моосу 3 – 4, спайность весьма совершенная по (100). Вычисленная плотность 3.864 г/см^3. Эммерихит оптически двуосный (+), n_p = 1.725(4), n_m = 1.728(4), n_g = 1.759(4). Химический состав (по данным микрозондовых анализов, отношение Fe^{2+}/Fe^{3+} – по данным рентгеноструктурного анализа, мас.%): Na_2O 5.44, K_2O 1.03, CaO 1.98, SrO 3.23, BaO 25.94, MgO 3.13, MnO 2.22, FeO 4.85, Fe_2O3 6.73, TiO_2 15.21, ZrO_2 0.52, Nb_2O5 1.32, SiO_2 27.13, F 3.54, -O=F_2 -1.49, сумма 100.78. Эмпирическая формула $Ba_{1.49}Sr_{0.27}K_{0.19}Na_{1.54}Ca_{0.31}Mn_{0.275}Mg_{0.68}Fe^{2+}_{0.59}Fe^{3+}_{0.74}Ti_{1.67}Zr_{0.04}Nb_{0.09}Si_{3.97}O_{16.36}F_{1.64}$. Кристаллическая структура изучена на монокристалле, R = 0.044. Новый минерал моноклинный, $C2/m$, a = 19.960(1), b = 7.098(1), c = 5.4074(3)Å, β = 96.368(1)°, V = 761.37(12)Å^3, Z = 2. Эммерихит изоструктурен с другими моноклинными минералами группы лампрофиллита. Его кристаллохимическая формула: $[Ba,Sr,K]_2[(Na,Ca)(Na,Fe^{2+},Mn^{2+},Mg)_2(Fe^{3+},Mg)][(Ti,Fe^{3+},Nb,Zr)_2(Si_2O_7)_2O_2](F,O)_2$. Сильные линии рентгенограммы [d, Å (I, %) (hkl)]: 9.97 (55) (200); 3.461 (65) (510, 311, 401); 3.312 (40) (220, 600); 2.882 (38) (22-1, 420); 2.792 (100) (221, 511); 2.670 (56) (002, 601, 20-2); 2.629 (45) (710, 42-1); 2.140 (57) (131, 022, 621, 22-2). Эталонный материал хранится в Минералогическом музее им. А.Е. Ферсмана РАН (Москва).
В статье 7 таблиц, 6 рисунков, список литературы из 26 наименований.
Ключевые слова: эммерихит, новый минерал, слоистый титаносиликат, группа лампрофиллита, Ротер Копф, Грауляй, Айфель, щелочной базальт.

Поздние пневматолитовые ассоциации минералов, связанные со щелочными базальтами палеовулканического района Айфель (земля Рейнланд-Пфальц, Германия), характеризуются значительным разнообразием минеральных видов (Blass *et al.*, 2008; 2011), список которых из года в год пополняется (Blass *et al.*, 2009_1, 2009_2; Чуканов и др., 2010; 2011; 2012_1; 2012_2; Chukanov *et al.*, 2012). Более десятка известных здесь минералов, в том числе титанит, гётценит, фресноит, ферсманит, батисит, нунканбахит и члены группы лампрофиллита (лилейит, фторный аналог баритолампрофиллита), родственный группе лампрофиллита минерал шюллерит, а также описываемый в настоящей статье новый представитель этой группы эммерихит, относятся к титаносиликатам.

Эммерихит назван в честь немецкого минералога-любителя и коллекционера Франца-Йозефа Эммериха (р. 1940) за его вклад в изучение минералов Айфеля. Эммерих был, в частности, инициатором и издателем первой электронной версии популярной публикации

[1] – Новый минерал эммерихит и его название одобрены Комиссией по новым минералам и названиям минералов РММО и утверждены Комиссией по новым минералам, номенклатуре и классификации Международной минералогической ассоциации 2 сентября 2013 года, IMA No. 2013-064.

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 6

о минералах Айфеля с многочисленными иллюстрациями (Blass *et al.*, 2011).

Эталонный образец хранится в Минералогическом музее им. А.Е. Ферсмана РАН (Москва), номер в систематической коллекции 94122.

Условия нахождения

Образцы с эммерихитом найдены в двух действующих базальтовых карьерах, расположенных в палеовулканическом районе Западного Айфеля (земля Рейнланд-Пфальц, Германия).

Голотипный материал происходит из карьера Ротер Копф, расположенного близ посёлка Рот (Roth), в 20 км на ЗЮЗ от города Герольштайн (Gerolstein). Здесь эммерихит образует уплощённые кристаллы, часто в срастании с изменённым гётценитом и гюнтербласситом (рис. 1). К минералам пневматолитовой стадии здесь относятся нефелин, лейцит, авгит, флогопит, акерманит, гётценит, лилейит, фторапатит, магнетит и перовскит. Все эти минералы кристаллизовались в полостях в щелочном базальте. В некоторых полостях на них нарастают кристаллы более поздних минералов гидротермальной стадии — шабазита-К, шабазита-Са, филлипсита-К и кальцита. Гюнтерблассит является трансформационным минеральным видом, образовавшимся в результате выщелачивания части катионов и анионов из более раннего безводородного минерала группы гюнтербласситa (Чуканов и др., 2012_2), видимо, родственного умбрианиту (Sharygin *et al.*, 2013). Гётценит и акерманит в этой ассоциации обычно в той или иной степени изменены наложенными гидротермальными процессами (вплоть до полного замещения этих минералов аморфными водными силикатами).

Котипный образец нового минерала найден в карьере Грауляй (Graulay; другие варианты написания — Graulai, Grauley, Graulei), близ посёлка Хиллесхайм (Hillesheim) в ассоциации с нефелином, авгитом, высокотитановым андрадитом, титанитом, нунканбахитом, лилейитом, фресноитом, мелилитом, гётценитом, фторапатитом, перовскитом, батиферритом, баритом и более поздним алюмогидрокальцитом. Эммерихит в этой ассоциации присутствует в виде эпитаксических нарастаний на кристаллах лилейита (внешние зоны толщиной до 50 мкм) с резкой границей между двумя минералами (рис. 2, 3).

Морфология и физические свойства

Эммерихит образует уплощенные — от тонкопластинчатых до таблитчатых, иногда дощатые — кристаллы размерами до 0.05 × 0.3 × 0.5 мм и их сростки до 1 мм в поперечнике. Главная габитусная форма — {100}; подчинённые формы — {110} и грани пояса {*h*0*l*}. Цвет нового минерала коричневый разных оттенков, блеск стеклянный, черта белая. Эммерихит хрупкий, его твёрдость по Моосу составляет 3—4, спайность весьма совершенная по (100). Вычисленная плотность равна 3.864 г/см^3.

Рис. 1. Пластинчатые кристаллы эммерихита (коричневые) с гюнтербласситом. (бесцветный). Карьер Ротер Копф. Ширина изображения 1.5 мм. Фото: Фолькер Бетц.
Рис. 2. Эпитаксическое нарастание эммерихита (тёмные зоны) на кристаллы лилейита. Карьер Грауляй. Ширина изображения 0.8 мм. Фото: Фред Круйен.

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 7

Эммерихит оптически двуосный (+), n_p = 1.725(4), n_m = 1.728(4), n_g = 1.759(4); $2V_{изм.}$ = 80(5)°, $2V_{выч.}$ = 79°. Дисперсия оптических осей средняя, $r > v$. Оптическая ориентировка: $X = a$; оси Y и Z лежат в плоскости (100); ось Y совпадает с направлением удлинения кристаллов. Плеохроизм умеренный по схеме: Z (коричневый) ≥ Y (светло-коричневый) > X (зеленовато-серый).

ИК-спектр поглощения эммерихита (рис. 4) получен с помощью Фурье-спектрометра ALPHA FTIR фирмы Bruker Optics при разрешающей способности 4 см$^{-1}$. Для этого порошок минерала смешивался с безводным KBr и запрессовывался в таблетку. Аналогичная таблетка чистого бромистого калия использовалась как образец сравнения. Положения (см$^{-1}$) и отнесения полос ИК-спектра следующие (s — сильная полоса, w — слабая полоса, sh — плечо): 1055sh, 1038s, 954s, 907s, 853s (Si-O-валентные колебания), 686w, 658w (деформационные колебания O-Si-O в группах Si_2O_7), 580sh, 536 (комбинация валентных колебаний полиэдров TiO_5 и $Fe^{3+}O_6$), 458s, 400s (комбинация деформационных колебаний Si-O-Si и валентных колебаний октаэдров

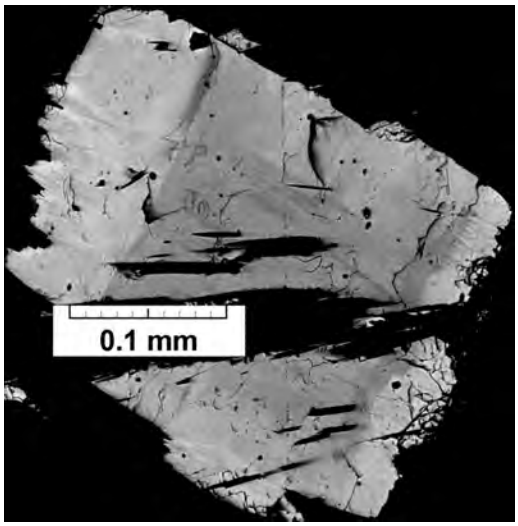


Рис. 3. Эпитаксия эммерихита — светло-серые зоны, эмпирическая формула $(Ba_{1.46}Sr_{0.26}K_{0.16}Na_{0.02})_{1.90}Na(Na_{0.60}Fe_{1.10}Mg_{0.76}Mn_{0.27}Ca_{0.27})_{3.00}(Ti_{1.71}Fe_{0.13}Nb_{0.00}Zr_{0.08})_{2.00}(Si_{3.97}Al_{0.03})O_{16.33}F_{1.67}$, на лилейите — тёмно-серый, эмпирическая формула $(Ba_{1.50}Sr_{0.19}K_{0.19}Na_{0.06})_{1.94}Na(Na_{1.00}Mg_{0.75}Fe_{0.54}Ca_{0.46}Mn_{0.16}Ti_{0.05}Nb_{0.02}Zr_{0.02})_{3.00}Ti_{2.00}Si_{4.00}O_{16.37}F_{1.63}$. Карьер Грауляй. Изображение в отражённых электронах.

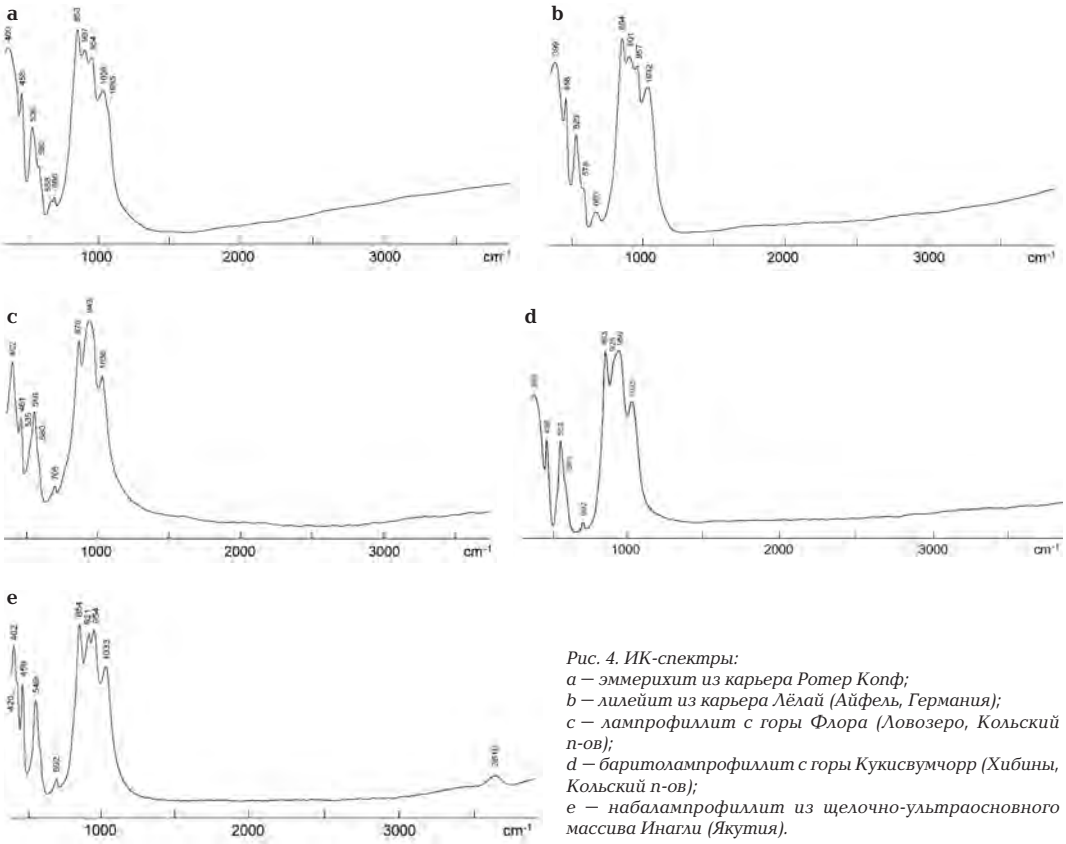


Рис. 4. ИК-спектры:
a — эммерихит из карьера Ротер Копф;
b — лилейит из карьера Лёлай (Айфель, Германия);
c — лампрофиллит с горы Флора (Ловозеро, Кольский п-ов);
d — баритолампрофиллит с горы Кукисвумчорр (Хибины, Кольский п-ов);
e — набалампрофиллит из щелочно-ультраосновного массива Инагли (Якутия).

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 8

Таблица 1. **Химический состав эммерихита**

Компонент	Среднее содержание, мас.%	Пределы	Эталон
Na_2O	5.44	5.20 – 5.78	Альбит
K_2O	1.03	0.95 – 1.13	Микроклин
CaO	1.98	1.86 – 2.07	Волластонит
SrO	3.23	3.02 – 3.48	SrF_2
BaO	25.94	25.50 – 26.23	$BaSO_4$
MgO	3.13	3.05 – 3.28	Диопсид
MnO	2.22	2.04 – 2.43	$MnTiO_3$
FeO*	4.85	10.75 – 11.16**	Fe_2O_3
Fe_2O_3*	6.73		
TiO_2	15.21	15.05 – 15.45	$MnTiO_3$
ZrO_2	0.52	0.33 – 0.78	Zr
Nb_2O_5	1.32	1.04 – 1.53	Nb
SiO_2	27.13	26.92 – 27.38	SiO_2
F	3.54	3.35 – 3.74	CaF_2
O = F	-1.49		
Total	100.78		

*Примечание. * – Общее содержание железа, соответствующее 10.91 мас. % FeO, распределено между FeO и Fe_2O_3 в отношении Fe^{2+}:Fe^{3+} = 0.60:0.75 с учётом структурных данных (величин межатомных расстояний и баланса валентных усилий для катионных позиций).*
*** – Для всего железа, в расчёте на FeO.*

MO_6, где M = Fe, Mg, Mn, Ca). ИК-спектр эммерихита близок к спектрам других титановых минералов группы лампрофиллита (рис. 4), особенно Mg-доминантного аналога эммерихита – лилейита, $Ba_2Na(Na,Fe^{2+},Ca)_2(Mg,Fe^{3+})Ti_2(Si_2O7)_2O_2F_2$ (Chukanov *et al.*, 2012_2; рис. 4b). Различия между последними наиболее отчётливо проявляются в интервале волновых чисел 520 – 690 см$^{-1}$. Отсутствие полос с волновыми числами выше 1100 см$^{-1}$ свидетельствует об отсутствии в минерале H-, B- и C-содержащих групп.

Химический состав

Химический состав эммерихита изучен методом локального рентгеноспектрального анализа с помощью волнового микроанализатора Oxford INCA Wave 700 при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе 20 нА и диаметре пучка 0.6 мкм. Было выполнено 5 локальных анализов. Средние значения и пределы изменения содержаний компонентов приведены в таблице 1.

Содержания P, S, Al, V, Cr, Ni, Zn, Y, Ln, Th и U в минерале ниже порога обнаружения этих компонентов микрозондовым методом. Разделение железа на Fe^{2+} и Fe^{3+} произведено с учётом структурных данных (см. ниже). Анализ CO_2 и H_2O не производился, так как в ИК-спектре эммерихита отсутствуют полосы поглощения молекул H_2O, гидроксильных и карбонатных групп.

Эмпирическая формула эммерихита, рассчитанная на 18 атомов O + F, следующая: $Ba_{1.49}Sr_{0.27}K_{0.19}Na_{1.54}Ca_{0.31}Mn_{0.275}Mg_{0.68}Fe^{2+}_{0.59}Fe^{3+}_{0.74}Ti_{1.67}Zr_{0.04}Nb_{0.09}Si_{3.97}O_{16.36}F_{1.64}$. Идеализированной формуле $Ba_2Na_3Fe^{3+}Ti_2(Si_2O_7)_2O_2F_2$ отвечает состав Na_2O 10.31, BaO 34.02, Fe_2O_3 8.86, TiO_2 17.72, SiO_2 26.65, F 4.21, -O = F_2 -1.77, сумма 100.00 мас.%.

Рентгенографические данные и кристаллическая структура

Рентгенограмма порошка эммерихита (табл. 2) получена методом Гандольфи с помощью монокристального дифрактометра Stoe IPDS II с плоским детектором захвата сигнала (image plate detector), на Mo$K\alpha$-излучении, при ускоряющем напряжении 45 кВ и токе 30 мА. Съёмка проводилась с вращением образца по двум осям (ω и φ), расстояние образец – детектор 200 мм, время экспозиции 40 мин. Порошкограмма эммерихита хорошо индицируется в моноклинной ячейке с уточнёнными по МНК параметрами: a = 19.93(3), b = 7.11(1), c = 5.407(8)Å, β = 96.5(1)°, V = 760(3)Å^3.

Монокристальные дифракционные данные получены на дифрактометре Xcalibur S с CCD-детектором, с использованием Mo$K\alpha$-излучения. Параметры моноклинной (пространственная группа $C2/m$) ячейки по монокристальным данным составили: a = 19.960(1), b = 7.098(1), c = 5.4074(3)Å, β = 96.37(1)°, V = 761.37(1)Å^3, Z = 2.

Кристаллическая структура эммерихита решена с использованием 5201 независимых отражений с $|F| > 3\sigma(F)$, R = 0.044. Подробные данные о структуре эммерихита приведены в статье (Aksenov *et al.*, 2014), здесь дана её краткая характеристика.

В основе структуры нового минерала (см. рис. 5, 6; табл. 3, 4), как и других членов группы лампрофиллита, лежит трехслойный *HOH*-пакет (модуль). Внутренний *O*-слой (рис. 6) состоит из октаэдров *M*1, *M*2 и *M*3, соединяющихся через общие рёбра. Внешние гетерополиэдрические H-слои состоят из пятивершинников LO_5 и диортогрупп Si_2O_7. Крупные катионы (Ba, Sr, K) заселяют позицию в межблочном пространстве. Заселённости катионных позиций, найденные с учётом данных по рассеивающей способности, межатомным расстояниям и суммам валентных усилий, следующие:

Ba – Ba с примесями Sr и K.

*M*1 – Na с примесью Ca.

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 9

Таблица 2. **Порошковые рентгенографические данные для эммерихита**

$I_{изм.}$	$d_{изм.}$	$I_{выч.}$*	$d_{выч.}$**	*hkl*
55	9.97	39	9.919	200
4	6.68	4	6.683	110
2	4.946	2	4.959	400
2	4.509	3	4.519	201
19	4.119	27	4.114	111
36	3.752	54	3.750	31-1
65	3.461	36, 53, 10	3.463, 3.459, 3.458	510, 311, 401
40	3.312	22, 29	3.341, 3.306	220, 600
27	3.044	45	3.048	51-1
38	2.882	24, 22	2.886, 2.886	22-1, 420
100	2.792	100, 28	2.791, 2.791	221, 511
56	2.670	16, 15, 38	2.687, 2.686, 2.669	002, 601, 20-2
45	2.629	37, 29	2.632, 2.614	710, 42-1
8	2.469	4, 1, 4, 3	2.481, 2.477, 2.466, 2.461	40-2, 421, 71-1, 112
5	2.427	4, 5	2.434, 2.419	31-2, 620
3	2.355	10	2.353	80-1
6	2.269	10	2.272	312
13	2.222	10, 6, 8	2.230, 2.228, 2.209	51-2, 330, 60-2
57	2.140	9, 26, 19, 22	2.142, 2.142, 2.142, 2.133	131, 022, 621, 22-2
15	2.093	16, 6	2.105, 2.086	910, 33-1
28	2.032	8, 22, 4, 13	2.033, 2.032, 2.031, 2.030	42-2, 530, 331, 512
13	1.982	18, 4, 9	1.985, 1.981, 1.961	71-2, 602, 82-1
5	1.934	7, 3	1.937, 1.932	53-1, 10.0.-1
2	1.894	6	1.893	911
3	1.865	8	1.866	531
6	1.813	13	1.816	730
20	1.774	28	1.774	040
8	1.748	5, 3, 3	1.749, 1.748, 1.747	91-2, 11.1.0, 33-2
4	1.715	6, 5	1.717, 1.714	11.1.-1, 113
5	1.654	9, 3, 1	1.658, 1.654, 1.652	51-3, 60-3, 241
4	1.638	7	1.637	313
26	1.601	10, 21, 15	1.604, 1.603, 1.599	22-3, 10.2.1, 023
6	1.560	1, 2, 9	1.563, 1.557, 1.557	640, 71-3, 73-2
2	1.527	2, 4	1.532, 1.523	513, 64-1
27	1.479	24, 8, 4, 3, 2, 17	1.482, 1.481, 1.481, 1.480, 1.479, 1.478	12.2.-1, 042, 641, 423, 13.1.-1, 24-2
5	1.453	11, 2	1.457, 1.452	732, 242
6	1.435	10, 4	1.435, 1.434	93-2, 13-3
6	1.414	3, 2, 2	1.417, 1.415, 1.410	84-1, 133, 10.0.-3
1	1.375	3, 1, 2, 2	1.383, 1.381, 1.372, 1.371	53-3, 803, 841, 333
5	1.354	3, 3, 6	1.356, 1.352, 1.351	11.3.1, 35-1, 20-4
11	1.341	6, 10, 1, 6, 3	1.343, 1.343, 1.337, 1.336, 1.336	004, 12.0.2, 550, 351, 932
6	1.310	2, 5	1.310, 1.309	10.2.-3, 55-1
2	1.291	4, 2	1.287, 1.286	823, 551
2	1.249	2, 2, 2, 2	1.250, 1.249, 1.249, 1.245	71-4, 42-4, 152, 35-2
2	1.224	2, 2	1.223, 1.222	10.4.-2, 13.3.1
3	1.213	1, 1, 3, 2, 3, 1	1.217, 1.215, 1.214, 1.213, 1.211, 1.210	62-4, 55-2, 514, 13.1.-3, 12.2.-3, 64-3
3	1.190	3, 3, 3	1.193, 1.191, 1.189	950, 91-4, 10.2.3
2	1.178	1, 3	1.179, 1.177	552, 16.0.-2
2	1.174	2	1.175	260
2	1.150	2, 2, 2	1.150, 1.150, 1.149	951, 714, 643

Примечание. * *— Приведены вычисленные рефлексы с интенсивностями ≥ 1.*

** *— Вычислено для параметров элементарной ячейки, определённой из монокристальных данных.*

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 10

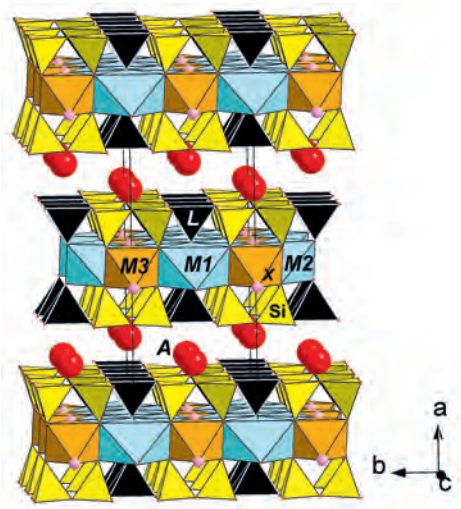


Рис. 5. Общий вид кристаллической структуры эммерихита в проекции на плоскость (ab).

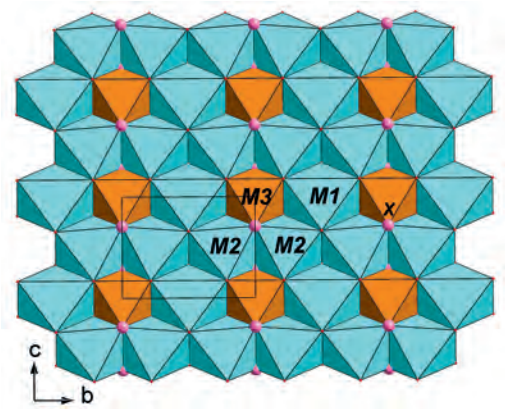


Рис. 6. Октаэдрический слой в структуре эммерихита.

Таблица 3. **Межатомные расстояния (Å) в координационных полиэдрах эммерихита**

Ba – O1	2.761(2)	*M*2 – O5	2.222(2) × 2
Ba – O3	2.761(2) × 2	*M*2 – F	2.283(2) × 2
Ba – O4	2.861(2)	*M*2 – O2	2.322(2) × 2
Ba – O4′	2.870(2)	Среднее	2.276
Ba – O3′	2.901(2) × 2		
Ba – O1′	2.909(2) × 2		
Среднее	2.848		
L – O2	1.703(3)	*M*3 – F	2.003(4) × 2
L – O1	1.977(2) × 2	*M*3 – O5	2.063(2) × 4
L – O3	1.980(2) × 2	Среднее	2.043
Среднее	1.923		
*M*1 – O2	2.267(3) × 2	Si – O5	1.603(2)
*M*1 – O5	2.473(2) × 4	Si – O3	1.624(2)
Среднее	2.404	Si – O1	1.627(2)
		Si – O4	1.669(1)
		Среднее	1.631

*M*2 — в основном Na при подчинённых содержаниях Fe^{2+}, Mn^{2+} и Mg.

*M*3 — в основном Fe^{3+} при подчинённом содержании Mg.

L — Ti с примесями Fe^{3+}, Nb и Zr.

Ионы F^- заселяют позицию на стыке *M*3-октаэдра и двух *M*2-октаэдров.

Обсуждение результатов

Группа лампрофиллита относится к мero-плезиотипной серии бафертисита, которая, в свою очередь, принадлежит семейству гетерофиллосиликатов (Ferraris *et al.*, 2001; Ferraris, Gula, 2005). Основой кристаллических структур всех этих минералов является трёхслойный пакет *HOH*, где O — слой, состоящий из октаэдров MO_6 (M = Ti, Nb, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Na и др.), а H — гетерополиэдрический слой, в построении которого наряду с тетраэдрами SiO_4 (образующими диортогруппы Si_2O_7) участвуют различные катионы с высокими силовыми характеристиками (Ti, Nb, Zr, Fe^{3+}), имеющие координационные числа 6 или 5 (*L*-катионы). Общая формула минералов бафертиситовой серии может быть записана в виде $A_2\{M_4[L_2X_{2+p}(Si_2O_7)_2]Y_2\}W$, где A — катионы с низкими силовыми характеристиками (как правило, катионы щелочных и щелочноземельных элементов с координационными числами выше 6), M — катионы октаэдрического слоя, X и Y — O^{2-}, F^- или OH^-, W — молекулы воды или многоатомные анионы (PO_4^{3-}, SO_4^{2-}, CO_3^{2-}), $p = 0-2$.

В членах группы лампрофиллита *W*-компоненты отсутствуют, $p = 0$, позиция Y заселена ионами O^{2-}, а *L*-катионы (Fe^{3+} в эрикссоните и ферроэрикссоните или Ti^{4+} в остальных членах группы) имеют координационное число 5. Общая кристаллохимическая формула этих минералов: $^{[10\text{-}11]}A_2\,[^{[6]}M1\ ^{[6]}M2_2\ ^{[6]}M3\ X2]\,[^{[5]}L_2(Si_2O_7)_2O_2]$. В титановых (с Ti в позиции L) членах группы октаэдры *M*1 и *M*2 заселены преимущественно натрием. Среди изученных минералов группы лампрофиллита преобладают моноклинные (пространственная группа *C*2/*m*, политип 2*M*). Для лампрофиллита, баритолампрофиллита и эрикссонита известны также ромбические разновидности (пространственная группа *Pnmn*, политип 2*O*) с параметрами элементарной ячейки a = 19.1 – 20.3, b = 7.0 – 7.1, c = 5.3 – 5.4Å (Moore, 1971; Matsubara, 1980; Krivovichev *et al.*, 2003; Sokolova, Hawthorne, 2008).

Главным отличием эммерихита от других минералов группы лампрофиллита является доминирование Fe^{3+} в малом октаэдре *M*3. В других минералах этой группы преобладаю-

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 11

Таблица 4. **Расчёт сумм валентных усилий для эммерихита**

Site	Ba	*L*	*M*1	*M*2	*M*3	Si	V_i
O1	$0.28^{(\times 2)\downarrow}$ $0.28^{\rightarrow}$	$0.65^{(\times 2)\downarrow}$ $0.65^{\rightarrow}$				$1.00^{\downarrow\rightarrow}$	**1.93**
O2		$1.37^{\downarrow}$ $1.37^{\rightarrow}$	$0.27^{(\times 2)\downarrow}$ $0.27^{\rightarrow}$	$0.19^{(\times 2)\downarrow\rightarrow}$			**2.02**
O3	$0.28^{(\times 2)\downarrow}+0.19^{\downarrow}$ $(0.28+0.19)^{\rightarrow}$	$0.64^{(\times 2)\downarrow}$ $0.64^{\rightarrow}$				$1.00^{\downarrow\rightarrow}$	**2.11**
O4	$(0.21+0.21)^{\downarrow}$ $0.21^{(\times 2)\rightarrow}$					$0.89^{\downarrow}$ $0.89^{(\times 2)\rightarrow}$	**2.20**
O5			$0.17^{(\times 4)\downarrow}$ $0.17^{\rightarrow}$	$0.24^{(\times 2)\downarrow}$ $0.24^{\rightarrow}$	$0.40^{(\times 4)\downarrow}$ $0.40^{\rightarrow}$	$1.06^{\downarrow\rightarrow}$	**1.87**
F				$0.21^{(\times 2)\downarrow\rightarrow}$	$0.48^{(\times 2)\downarrow}$ $0.48^{\rightarrow}$		**0.90**
V_i	**1.73**	**3.95**	**1.22**	**1.28**	**2.56***	**3.89**	

Примечание. * — *Величина $V_i = 2.56$ для M3 вычислена в предположении о том, что позиция F полностью заселена фтором. Для кислорода в позиции F $V_i = 2.56$.*

Таблица 5. **Сравнительные данные для эммерихита и других моноклинных титановых минералов группы лампрофиллита**

Минерал	Эммерихит	Лилейит	Баритолампрофиллит	Лампрофиллит	Набалампрофиллит
Формула	$Ba_2Na(Na,Fe^{2+})_2(Fe^{3+},Mg)Ti_2(Si_2O_7)_2O_2F_2$	$Ba_2(Na,Fe^{2+},Ca)_3(Mg, Fe^{3+})Ti_2(Si_2O_7)_2O_2F_2$	$Ba_2(Na,Fe^{2+},Mn)_3Ti_3(Si_2O_7)_2O_2(O,OH,F)_2$	$Sr_2(Na,Fe^{2+},Mn)_3Ti_3(Si_2O_7)_2O_2(O,OH,F)_2$	$Ba(Na,Ba)Na_3Ti_3(Si_2O_7)_2O_2(OH)_2$
Пространственная группа	*C*2/*m*	*C*2/*m*	*C*2/*m*	*C*2/*m*	*P*2/*m*
a, Å	19.960	19.905	19.833	19.431	19.741
b, Å	7.098	7.098	7.089	7.086	7.105
c, Å	5.407	5.405	5.393	5.392	5.408
β,°	96.37	96.35	96.66	96.75	96.67
Z	2	2	2	2	2
Сильные линии порошкограммы: *d*, Å (*I*, %)	9.97 (55) 3.461 (65) 3.312 (40) 2.792 (100) 2.670 (56) 2.629 (45) 2.140 (57)	3.749 (45) 3.464 (76) 2.792 (100) 2.672 (54) 2.624 (43) 2.140 (52)	3.447 (70) 3.294 (50) 2.801 (100) 2.153 (90) 1.790 (70) 1.601 (80) 1.482 (90)	3.73 (40) 3.43 (55) 3.27 (40) 2.874 (40) 2.773 (100) 2.130 (45) 1.477 (45)	9.87 (96) 3.75 (65) 3.45 (90) 3.275 (78) 3.040 (41) 2.797 (100) 2.610 (43)
Оптич. данные:					
α	1.725	1.718	1.735-1.743	1.733-1.751	1.750
β	1.728	1.735	1.741-1.754	1.740-1.760	1.755
γ	1.759	1.755	1.767-1.778	1.769-1.781	1.799
Оптич. знак, 2*V*,	+30	+86	+30 − +45	+21 − +43	+40
Плотность, г/см³	3.864	3.776	3.62−3.66	3.44−3.53	3.65
Ссылки	Настоящая работа	Chukanov *et al.*, 2012	The-Chung Peng, Chien-Hung Chang, 1965; Zhizhong Peng *et al.*, 1984; Rastsvetaeva*et al.*, 1995; Фекличев, 1989	Власов и др., 1959; 1983; Сафьянов и др., Расцветаева и др., 1990; Фекличев, 1989	Чуканов и др., 2004

щими катионами в этой позиции являются Ti (в лампрофиллите, баритолампрофиллите и набалампрофиллите), Mg (в лилейите), Mn^{2+} в эрикссоните и Fe^{2+} в ферроэрикссоните. От последнего минерала эммерихит, помимо валентного состояния железа, отличается доминированием титана в *L*-позиции и наличием двух натрий-доминантных октаэдрических позиций. Кристаллохимическая формула эммерихита следующая: $[Ba,Sr,K]_2[(Na,Ca)(Na,Fe^{2+},Mn^{2+},Mg)_2(Fe^{3+},Mg)][(Ti,Fe^{3+},Nb,Zr)_2(Si_2O7)_2O_2](F,O)_2$ (квадратными скобками выделены межпакетные катионы, катионы *O*-слоя и *H*-слой).

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 12

Сравнительные данные для эммерихита и других моноклинных титановых минералов группы лампрофиллита приведены в таблице 5.

Филло- и гетерофиллосиликаты из пневматолитовых ассоциаций, связанных со щелочными базальтами Айфеля — оксифлогопит $KMg_2Ti(Si_3AlO_{10})O_2$, шюллерит $Ba_2Na(Mn^{2+},Ca)(Fe^{3+},Mg,Fe^{2+})_2Ti_2(Si_2O_7)_2O_2(F,O)_2$, минералы группы лампрофиллита — характеризуются практически полным отсутствием в их составе водорода, что отличает эти минералы от большинства их аналогов (слюд и членов группы лампрофиллита) из агпаитовых интрузивных пород и пегматитов. Низкое содержание OH-групп характерно и для других первичных минералов из базальтов Айфеля (амфиболов, фторапатита и др.). По-видимому, этот обстоятельство связано с совместным проявлением ряда генетических факторов, включая дегазацию магмы, высокие температуры кристаллизации и высокую фугитивность кислорода и фтора (Чуканов и др., 2008).

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 14-05-00190-а).

Литература

Власов К.А., Кузьменко М.В., Еськова Е.М. Ловозерский щелочной массив. М.: АН СССР, **1959**. 632 с.

Расцветаева Р.К., Соколова М.Н., Гусев А.И. Уточненная кристаллическая структура лампрофиллита // Минерал. журн. **1990**. Т. 12. № 5. С. 25—28.

Сафьянов Ю.Н., Васильева Н.О., Головачев В.П., Кузьмин Э.А., Белов Н.В. Кристаллическая структура лампрофиллита // Докл. АН СССР. **1983**. Т. 269. № 1. С. 117—120.

Фекличев В.Г. Диагностические константы минералов. М.: Недра, **1989**. 479 с.

Чуканов Н.В., Зубкова Н.В., Пеков И.В., Белаковский Д.И., Шюллер В., Тернес Б., Бласс Г., Пущаровский Д.Ю. Хиллесхаймит $(K,Ca,\square)_2(Mg,Fe,Ca,\square)_2[(Si,Al)_{13}O_{23}(OH)_6](OH)\cdot 8H_2O$ — новый слоистый силикат группы гюнтерблассита // Зап. РМО. **2012₁**. Ч. 141. № 3. С. 29—39.

Чуканов Н.В., Расцветаева Р.К., Аксенов С.М., Пеков И.В., Зубкова Н.В., Бритвин С.Н., Белаковский Д.И., Шюллер В., Тернес Б. Гюнтерблассит $(K,Ca)_{3-x}Fe[(Si,Al)_{13}O_{25}(OH,O)_4]\cdot 7H_2O$ — новый минерал, первый филлосиликат с тройным тетраэдрическим слоем // Зап. РМО. **2012₂**. Ч. 141. № 1. С. 71—79.

Чуканов Н.В., Моисеев М.М., Пеков И.В., Лазебник К.А., Расцветаева Р.К., Заякина Н.В., Феррарис Дж., Ивальди Г. Набалампрофиллит $Ba(Na,Ba)\{Na_3Ti[Ti_2O_2Si_4O_{14}](OH,F)_2\}$ — новый слоистый титаносиликат группы лампрофиллита из щелочно-ультраосновных массивов Инагли и Ковдор, Россия // Зап. ВМО. **2004**. Ч. 133. № 1. С. 59—72.

Чуканов Н.В., Муханова А.А., Расцветаева Р.К., Белаковский Д.И., Мёккель Ш., Каримова А.В., Бритвин С.Н., Кривовичев С.В. Оксифлогопит $K(Mg,Ti,Fe)_3[(Si,Al)_4O_{10}](O,F)_2$ — новый минерал группы слюд // Зап. РМО. **2010**. Ч. 139. Вып. 3. С. 31—40.

Чуканов Н.В., Расцветаева Р.К., Бритвин С.Н., Вирюс А.А., Белаковский Д.И., Пеков И.В., Аксенов С.М., Тернес Б. Шюллерит $Ba_2Na(Mn,Ca)(Fe^{3+},Mg,Fe^{2+})_2Ti_2(Si_2O_7)_2(O,F)_4$ — новый минерал из вулканического района Айфель, Германия // Зап. РМО. **2011**. Ч. 140. № 1. С. 67—75.

Чуканов Н.В., Розенберг К.А., Расцветаева Р.К., Мёккель Ш. Новые данные о высокотитановом биотите. Проблема «воданита» // Новые данные о минералах. **2008**. Вып. 43. С. 72—77.

Aksenov S.M., Rastsvetaeva R.K., Chukanov N.V. The crystal structure of emmerichite $Ba_2Na_3Fe^{3+}Ti_2(Si_2O_7)_2O_2F_2$, a new lamprophyllite-group mineral // Z. Kristallogr. **2014**. Vol. 229. No. 1. (в печати).

Blass G., Emmerich F., Graf H.-W., Schäfer Ch., Tschörtner J. Minerale der Eifelvulkane // Version 1.0 / CD. Published by Authors. **2011**. / *URL: http://wannenkopfe.strahlen.org/* (in German).

Blass G., Felsberger-Ruuti S., Kruijen F., Leu K., Locker H., Paulick H., Schmotz F., Schüller W., Ternes B. Die Mineralien der Vulkaneifel // ExtraLapis. **2008**. No. 34. 98 pp. (in German).

Blass G., Graf H.-W., Kolitsch U., Sebold D. The new finds from the volcanic Eifel (I) // Mineralien-Welt. **2009₁**. Vol. 20. No. 1. P. 46—54 (in German).

Blass G., Graf H.-W., Kolitsch U., Sebold D. The new finds from the volcanic Eifel (II) // Mineralien-Welt. **2009₂**. Vol. 20. No. 2. P. 38—49 (in German).

Chukanov N.V., Pekov I.V.,Rastsvetaeva R.K., Aksenov S.M., Zadov A.E., Van K.V., Blass G., Schüller W., Ternes B. Lileyite, $Ba_2(Na,Fe,Ca)_3MgTi_2(Si_2O_7)_2O_2F_2$, a new lamprophyllite-group mineral from the Eifel volcanic area, Germany // Eur. J. Mineral. **2012**. Vol. 24. No. 1. P. 181—188.

Ferraris G., Gula A. Polysomatic aspects of microporous minerals — heterophyllosilicates,

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 13

palysepioles and rhodesite-related structures // Rev. Mineral. Geochem. **2005**. Vol. 57. P. 69–104.

Ferraris G., Ivaldi G., Pushcharovsky D.Yu., Zubkova N.V., Pekov I.V. The crystal structure of delindeite, $Ba_2\{(Na,K,\square)_3(Ti,Fe)[Ti_2(O,OH)_4Si_4O_{14}](H_2O,OH)_2\}$, a member of the mero-plesiotype bafertisite series // Canad. Mineral. **2001**. Vol. 39. No. 5. P. 1307–1316.

Krivovichev S.V., Armbruster T., Yakovenchuk V.N., Pakhomovsky Ya.A., Men'shikov Yu.P. Crystal structures of lamprophyllite-2*M* and lamprophyllite-2*O* from the Lovozero alkaline massif, Kola peninsula, Russia // Eur. J. Mineral. **2003**. Vol. 15. No. 4. P. 711–718.

Matsubara S. The crystal structure of orthoericssonite // Mineral. J. **1980**. Vol. 10. No. 3. P. 107–121.

Moore P.B. Ericssonite and orthoericssonite. Two new members of the lamprophyllite group from Långban, Sweden // Lithos. **1971**. Vol. 4. P. 137–145.

Rastsvetaeva R.K., Evsyunin V.G., Konev A.A. Crystal structure of K-barytolamprophyllite // Crystallography Reports. **1995**. Vol. 40. P. 472–474.

Sharygin V.V., Pekov I.V., Zubkova N.V., Khomyakov A.P., Stoppa F., Pushcharovsky D.Yu. Umbrianite, $K_7Na_2Ca_2[Al_3Si_{10}O_{29}]F_2Cl_2$, a new mineral species from melilitolite of the Pian di Celle volcano, Umbria, Italy // Eur. J. Mineral. **2013**. Vol. 25. No. 4. P. 655–669.

Sokolova E., Hawthorne F.C. From structure topology to chemical composition. IV. Titanium silicates: the orthorhombic polytype of nabalamprophyllite from the Lovozero massif, Kola Peninsula, Russia // Can. Mineral. **2008**. Vol. 46. No. 5. P. 1323–1331.

The-Chung Peng, Chien-Hung Chang. New varieties of lamprophyllite-barytolamprophyllite and orthorhombic lamprophyllite // Scientia Sinica. **1965**. Vol. 14. P. 1827–1840.

Zhizhong Peng, Jianhong Zhang, Jinfu Shu. The crystal structure of barytolamprophyllite // Kexue Tongbao. **1984**. Vol. 29. P. 237–241.

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 14

УДК 523.34-36

НАНОКРИСТАЛЛЫ САМОРОДНЫХ МОЛИБДЕНА, ЖЕЛЕЗА И ТИТАНА В ИМПАКТНЫХ СТЕКЛАХ ЛУННОГО РЕГОЛИТА

А.В. Мохов, Т.А. Горностаева, П.М. Карташов, Эн.Э. Асадулин, О.А. Богатиков
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ), РАН, Москва, avm@igem.ru

В статье приводятся результаты изучения фрагментов импактных стекол из проб реголита Моря Изобилия и Моря Кризисов, доставленных на Землю советскими автоматическими станциями «Луна-16» и «Луна-24». Методами SEM и TEM в них были обнаружены наноразмерные включения самородных молибдена, железа и титана. Показано, что эти включения представлены монокристаллическими выделениями. Высокобарическая фаза самородного ω-титана отмечена впервые в природе. Приводятся данные о составе и строении стеклянной матрицы частиц реголита, демонстрирующие ее крайнюю гетерогенность на микро- и наноуровне. Обсуждаются возможные механизмы образования наноразмерных монокристаллов изученных самородных фаз.

В статье 3 таблицы, 10 рисунков, список литературы из 26 названий.
Ключевые слова: самородный молибден, самородное железо, самородный ω-титан, наноразмерные фазы, монокристаллы, импактные стекла, лунный реголит, Море Изобилия, Море Кризисов.

Основной задачей предпринятого изучения минералов лунного реголита (усреднённого лунного вещества в тонкодисперсном состоянии) являлось выявление особенностей состава и структурного состояния микрофаз, отражающих специфику минералообразующих процессов в условиях высоких градиентов температуры и давления в отсутствие кислородной атмосферы и свободной воды. Большой вклад в фазообразование, в том числе и самородных металлов, внесли импактные события, во многом определившие химизм и физические свойства лунного реголита. Однако крупных выделений самородных металлов на Луне пока обнаружено не было. В основной массе они представлены мелкими частицами до 150 мкм (Frondel, 1975), что в значительной мере предопределило методические подходы наших исследований.

В частности, самородный молибден в виде тонких пленок и сферических образований субмикронного размера был ранее неоднократно встречен нами в пробах реголита из Моря Изобилия и Моря Кризисов при их изучении методами сканирующей электронной микроскопии (Богатиков и др., 2001; Мохов и др., 2007; Карташов и др., 2010).

Одним из самых распространенных металлов на Луне является железо, которое встречается как в окисленной, так и в самородной форме (Frondel, 1975). Самородное железо в виде частиц неправильной и лентообразной формы, а также шариков и капелек — одна из самых обычных и часто встречаемых минеральных фаз в пробах лунного реголита (Мохов и др., 2007).

Нольвалентные железо, алюминий, кремний и титан были зафиксированы при изучении конденсатной стеклянной пленки, покрывающей образцы лунного реголита из Моря Изобилия, методом рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии (Яковлев и др., 2009). Однако эти данные являются только косвенным подтверждением нахождения металлического титана в лунном стекле и не дают достоверных сведений о его структурном состоянии.

Исходя из этого, целью проводимых исследований являлось изучение структурного состояния и механизмов образования металлических включений в лунных стеклах.

Приборы и методы

С помощью просвечивающей (TEM) и сканирующей (SEM) аналитической электронной микроскопии (микроскопы JEM-2100 + спектрометр IETEM INCA-250 и JSM-5610LV + INCA-450) были изучены фрагменты стекла из пробы реголита Моря Изобилия и Моря Кризисов, доставленные на Землю советскими автоматическими станциями «Луна-16» и «Луна-24».

При подготовке тонкодисперсных проб лунных стёкол для SEM особое внимание уделялось обеспечению их чистоты и предотвращению контаминации посторонними фазами. На стандартные алюминиевые столики наклеивали двухсторонний электропроводящий скотч, в составе которого (в пределах чувствительности энергодисперсионных рентгеновских спектрометров) фиксировались лишь углерод и кислород. Свободная от скотча поверхность столика покрывалась графитовым клеем во избежание флюоресценции Al. Сразу после вскрытия

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 15

Таблица 1. **Составы стекол и пироксена в изученных пробах лунного реголита, вес.%**

Анализ	1	2	3*	4	5	6	7	8
Na_2O	3.9±0.5	2.3±0.4	–	–	–	4.2±0.5	1.4±0.4	–
MgO	1.3±0.2	2.3±0.2	6.7±0.3	14.8±0.3	4.9±0.3	2.7±0.3	–	6.21±0.3
Al_2O_3	7.3±0.3	24.5±0.5	18.0±0.4	–	13.0±0.4	22.8±0.5	25.6±0.6	13.6±0.4
SiO_2	53.9±0.5	58.1±0.7	43.2±0.6	51.9±0.7	36.7±0.5	54.0±0.8	61.7±0.8	42.4±0.6
K_2O	–	–	–	–	0.3±0.2	3.7±0.6	–	–
CaO	5.8±0.2	5.2±0.3	14.6±0.4	8.2±0.3	17.4±0.4	–	11.3±0.4	14.4±0.4
TiO_2	0.9±0.1	–	–	–	5.6±0.3	–	–	4.2±0.2
FeO	26.8±0.5	5.1±0.3	17.1±0.5	25.1±0.4	22.1±0.6	12.6±0.5	–	19.1±0.4
BaO	–	2.6±0.4	–	–	–	–	–	–

*Примечание: суммы нормированы к 100%. * – содержания Na_2O, K_2O и Cl менее 0.2% каждого.*
Аналитики: А.В. Мохов, Т.А. Горностаева.

пробу грунта тонким слоем насыпали на внешнюю сторону скотча, с которой непосредственно перед этим удаляли защитную плёнку, и столик с приготовленной пробой закрывали в стерильной чашке Петри и убирали в специальное хранилище до момента исследования в электронном микроскопе. Таким образом, в максимальной степени исключался риск заражения проб артефактами. В качестве эталонов были использованы отснятые минералы и металлы, приготовленные по методике М.И. Лапиной и А.В. Мохова (Лапина, Мохов, 1995).

Возможность контаминации препаратов посторонним веществом представляет наибольшую опасность в такого рода исследованиях и ставит под вопрос сам факт существования сделанных находок. Это в первую очередь относится к микро- и наноразмерным частицам, которыми проще всего загрязнить образец. Уверенно гарантировать, что фазы не являются загрязнением, можно в том случае, если они частично покрыты стеклом или утоплены в нём на небольшую глубину. За счёт того, что отражённые электроны генерируются и покидают образец со сравнительно больших глубин, во многих случаях такие утопленные фазы обладают достаточным контрастом для того, чтобы их можно было обнаружить. Чтобы убедительно продемонстрировать, что частицы покрыты слоем стекла, можно использовать съёмку во вторичных электронах, которые, наоборот, покидают образец с очень небольших глубин и позволяют получить информацию о морфологических характеристиках образца независимо от его средней атомной массы.

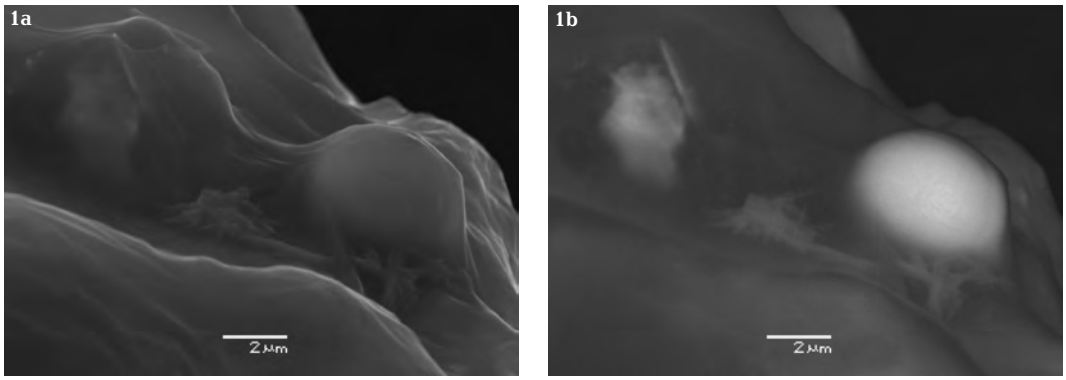
Образцы для TEM готовились по методу суспензий (Грицаенко и др., 1969). Этот метод приготовления препаратов для TEM самый распространённый, поскольку он является наиболее информативным и простым. Фрагмент стекла, размером около сотни микрон или больше, переносился в стерильную микропробирку. После чего пробирка с частичкой стекла в небольшом количестве дистиллированной, аналитической степени очистки, воды помещалась в ультразвуковой диспергатор, где подвергалась дезинтеграции. Измельчённый ультразвуком препарат в капельке воды наносился на специальную медную сеточку с плёнкой-поддержкой из формвара или коллодия и высушивался в сушильном шкафу при температуре 35°C.

Результаты исследований

При изучении методами SEM в стекле из проб реголита Моря Кризисов с усредненным составом, приведённым в таблице 1 (ан. 1), обнаружены массивные сферические образования самородного молибдена (рис. 1). Сопоставляя картины, полученные во вторичных (рис. 1*a*) и отраженных электронах (рис. 1*b*), можно наглядно убедиться в наличии покрывающей их пленки стекла, что исключает контаминацию пробы техногенным молибденом. Однако из-за стеклянного покрытия найденные включения не давали картин вторичной дифракции электронов (EBSD). Лишь только после вскрытия стеклянной оболочки с помощью резки ионным пучком удалось получить такие картины (рис. 2), подтвердившие (табл. 2) металлическое состояние молибденовых образований.

При высоколокальном изучении методами TEM этой же пробы лунного реголита выявлены нанокристаллы самородного молибдена (рис. 3), которые могут располагаться либо вытянутыми цепочками, образуя волосовидные структуры в стекле (рис. 4), либо в виде массивных агрегатов, также погруженных в стекло (рис. 5). В первом случае микродифракционные картины содержат дискретно-кольцевые рефлексы самородного молибдена слабой интенсивности, а во вто-

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 16



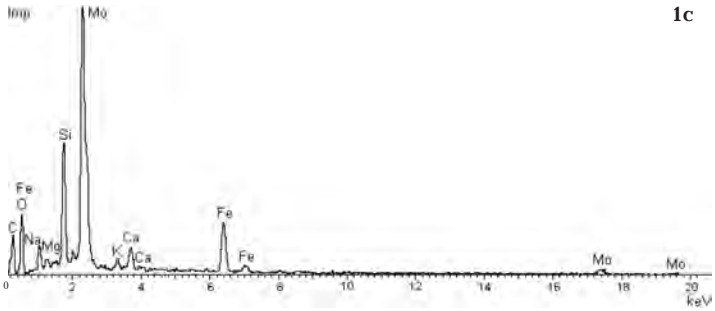
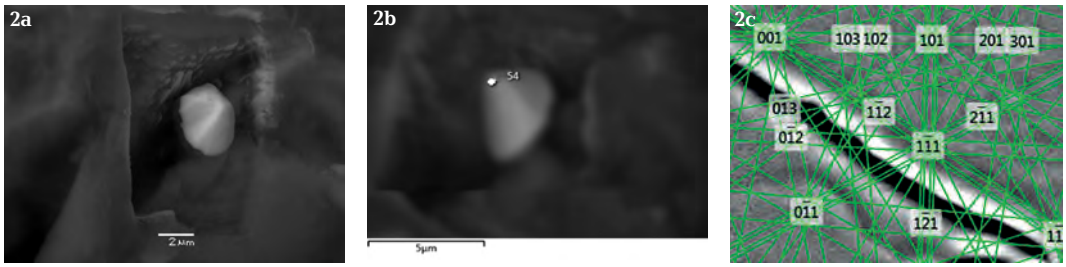


Рис. 1. Самородный молибден, закрытый пленкой стекла:
a — вторичные электроны;
b — отраженные электроны;
c — энергодисперсионный рентгеновский спектр. SEM.



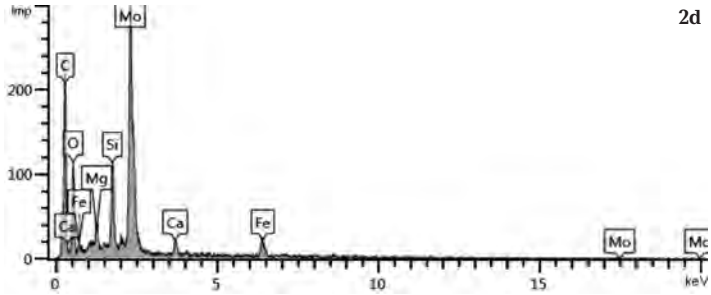


Рис. 2. Частица самородного молибдена:
a — после травления ионным пучком;
b — точка выполнения анализа;
c — картина дифракции EBSD;
d — энергодисперсионный рентгеновский спектр (содержит флюресцентно возбужденные пики элементов стекла). SEM.

ром — микродифракционные картины отсутствуют ввиду большой толщины агрегатов. Состав стекла в этом случае близок к зафиксированному в SEM (табл. 1, ан. 1), однако более кремнеземистый и заметно менее железистый, а также содержит небольшое количество бария (табл. 1, ан. 2).

В образцах стекол из Моря Изобилия при исследовании в SEM и TEM были обнаружены обильные микро- и наноразмерные включения железа. Матричное стекло, содержащее эти включения, гетерогенное даже на уровне локальности SEM, тем более неоднородно при высокой локальности TEM и, в основном имеет состав, существенно отличающийся от данных SEM (табл. 1, ан. 3). Большое количество фрагментов этого стекла содержит в виде включений как сферические на-

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 17

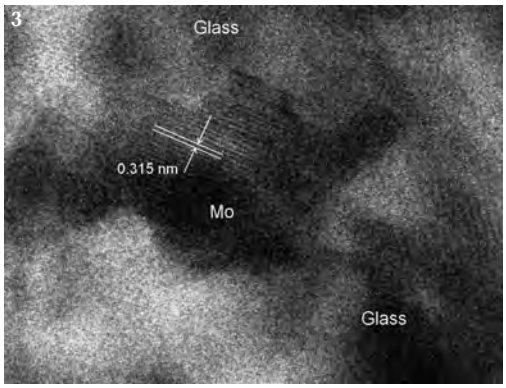
норазмерные частицы, так и более крупные частицы неправильной формы. Точечный элементный анализ в ТЕМ показал, что эти крупные (микронного размера) включения неправильной формы имеют различные составы, как правило, отвечающие породообразующим силикатам (плагиоклазы, пироксены, оливины), тогда как наноразмерные сферические частицы отличаются от состава стекла лишь резко повышенными содержаниями железа.

На рисунке 6 приведен снимок фрагмента стекла, содержащего в себе крупное включение неправильной формы с составом, приведённым в таблице 1 (ан. 4), что отвечает формуле пироксена ($Mg_{0.85}Fe_{0.81}Ca_{0.34})_2(Si_2O_6)$, а именно — пижониту. Кроме него на рисунке 6 можно увидеть большое количество наноразмерных сферических включений. Для определения точного состава этих сферул была выполнена съемка картин распределения элементов в пределах одного из стеклянных фрагментов, содержащих в себе наиболее крупные включения этого типа. Полученные картины подтвердили отсутствие в шариках кислорода, а также заметных содержаний других элементов кроме железа. Микродифракционная картина, зарегистрированная с такого шарика, содержала слабые линии, отвечающие рефлексам *110* самородного α-железа кубической модификации с параметром a = 0.28 нм и пространственной группой *Im*-3*m*. Съемка с высоким разрешением выявила периодичность структуры с шагом в 0.20 нм, что соответствует межплоскостному расстоянию для этого типа отражений (рис. 7).

Таблица 2. **Результат автоматической идентификации фазы по данным EBSD на основе базы данных Inorganic Crystal Structure Database**

Название	**Mo**
Кристаллическая система	Кубическая
Группа Лауэ	11
Пространственная группа	*Im*-3*m* (229)
Элементарная ячейка	
a	3.15 Å
b	3.15 Å
c	3.15 Å
Альфа	90.00°
Бета	90.00°
Гамма	90.00°

В одном из фрагментов стекла, близком по составу к титан-авгиту (табл. 1, ан. 5), нами были обнаружены включения самородного



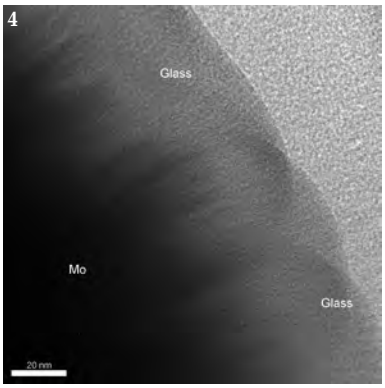
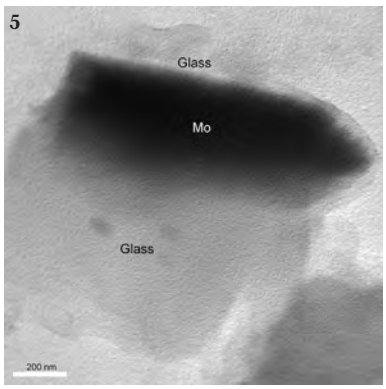


Рис. 3. Наноразмерный кристалл самородного молибдена в стекле. ТЕМ.
Рис. 4. Самородный молибден, покрытый слоем стекла. ТЕМ.



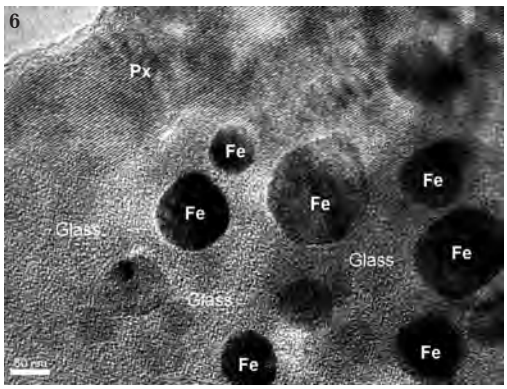
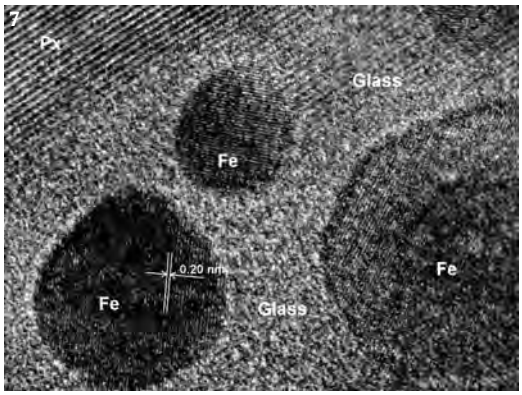


Рис. 5. Агрегат самородного молибдена, покрытый слоем стекла. ТЕМ.
Рис. 6. Стекло реголита АС «Луна-16» с включениями сферолитов железа и пироксена. ТЕМ.

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 18



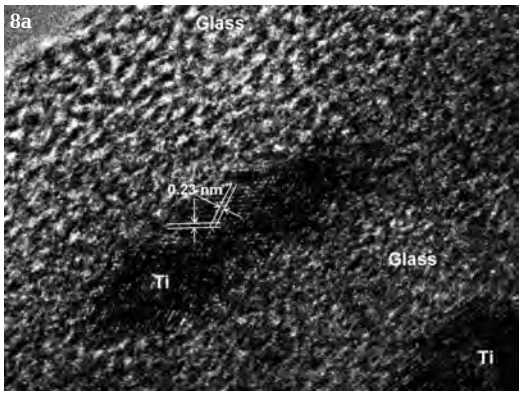
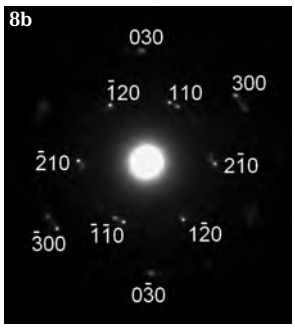


Рис. 7. Монокристальные сферолиты самородного железа. ТЕМ.



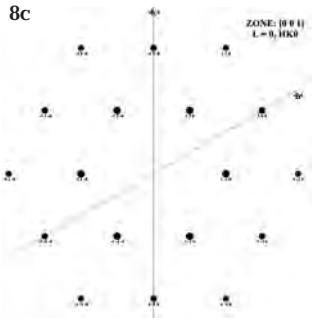


Рис. 8. Монокристальные выделения самородного ω-Ti в стекле пироксенового состава:
a — отдельный нанокристалл самородного ω-Ti;
b — его микродифракционная картина;
c — её модель, построенная в eMap. ТЕМ.

титана неправильной формы (рис. 8*a*) размерами в единицы — первые десятки нанометров. Микродифракционные картины подтвердили гексагональную высокобарическую ω-модификацию самородного титана с параметром $a = 0.462$ нм при пространственной группе $P6/mmm$. На рисунке 8*b* представлена микродифракционная картина от плоскости (*001*) этой фазы. Моделирование дифракции от структуры ω-модификации самородного титана в программном пакете eMap подтвердило идентичность полученной модели и зафиксированной дифракционной картины (рис. 8*c*).

Съемка с высоким разрешением выявила плоскости типа *hk*0 самородного титана, причем в одном случае зафиксирована двумерная картина (рис. 8*a*) с межплоскостными расстояниями 0.23 нм, отвечающими рефлексам типа 11.0. В остальных случаях из-за не совсем точного совпадения структурных плоскостей с проходящим электронным пучком отображалась только одномерная структура.

Надо отметить, что фрагменты стекол в препаратах как из Моря Изобилия, так и Моря Кризисов имеют значительные колебания составов при их анализе с высокой локальностью. Особенно ярко это проявляется в ТЕМ, локальность анализа в котором достигает 5—10 нм. Среди проанализированных стекол часто встречаются близкие по составу к некоторым силикатным фазам. Так, были зафиксированы участки стекол, состав которых удовлетворительно пересчитывался на натриевый полевой шпат, оливин, пироксены. Также были обнаружены несколько фрагментов высококремниевого стекла, содержащего помимо SiO_2 лишь только 2—7 мас.% Al_2O_3. При этом, неоднородность стекол проявлялась даже на наноуровне.

Например, строение стекла пироксенового состава неоднородное по размеру и рисунку распределения его структурных кластеров. Плотное и однородное в центре, к краю фрагмента стекло характеризуется более крупными, хоть и, по-прежнему, разупорядоченными, кластерами. Состав этой внешней, разуплотненной, стеклянной пленки (табл. 1, ан. 6) существенно отличается от состава матричного стекла (табл. 1, ан. 5).

Тонкий, толщиной 5—30 нм, слой стекла, отличный по составу от основной матрицы, отмечается на снимках просвечивающего микроскопа достаточно часто. Он покрывает с трудом различимым слоем как разного состава минеральные фазы, так и другие стекла. На рисунке 4 приведен снимок самородного молибдена в таком стекле (табл. 1, ан. 2), а на рисунке 9 виден тонкий слой стекла другой плотности (табл. 1, ан. 7), покрывающий мас-

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 19

сивное стекло (табл. 1, ан. 8), аналогично приведенному на рисунке 8*а*.

Покрывающие стекла имеют разные составы, отличающиеся, в свою очередь, от матричного как количественно, так и качественно. В частности, в составе стекла покрывающего молибден, зафиксирована незначительная примесь бария, а в покрывающем железо и титан — фиксируются небольшие пики натрия.

Особо следует отметить, что картины высокого разрешения самородного железа, молибдена и титана, заключенных в стекле, демонстрируют монокристальный и наноразмерный характер их выделений.

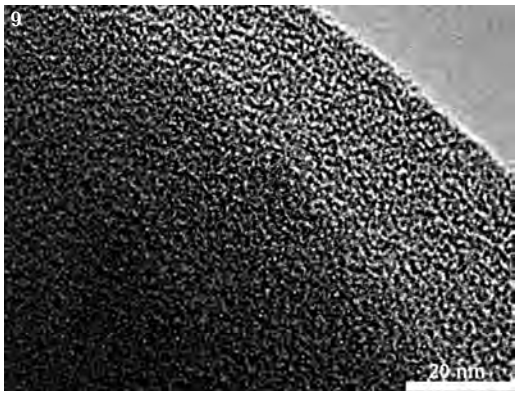


Рис. 9. Стекло, покрытое тонким слоем другого стекла. TEM.

Обсуждение

Следует отметить, что самородный молибден ранее был обнаружен нами (Богатиков и др., 2001; Карташов и др., 2010) при исследованиях в SEM, но никаких его структурных характеристик получено не было. Теперь, после применения EBSD и TEM, не только подтверждено его самородное состояние, но и установлен факт его формирования в виде агрегатов наноразмерных монокристаллов. Другими словами, было подтверждено отличие данного молибдена от открытой ранее в углистых хондритах фазы гексамолибдена (Ma *et al.*, 2009) не только по составу, но и по структуре, поскольку лунный минерал кристаллизуется в кубической сингонии. Самородный молибден отмечался и на Земле, например, в виде включений в алмазах карбонадо (Силаев и др., 2004), однако никаких структурных данных для него не приводится.

Проводившиеся ранее высоколокальные исследования методами TEM лунных стекол выявили наноразмерные включения железа, величина которых варьировала в широком диапазоне от единиц до нескольких сотен нанометров (James *et al.*, 2002). Эти железосодержащие включения интерпретировали как самородное железо, однако достоверных доказательств того, что эти частицы находятся именно в металлическом состоянии, так и не было приведено. Также нам не удалось найти в литературе никаких сведений и о степени кристалличности этих выделений (Keller, McKay, 1993; Thompson, Christoffersen, 2010). Однако теперь нами достоверно установлен факт монокристального характера этих наноразмерных образований.

Титан нулевой валентности фиксировался ранее на Луне в стекле при его изучении методом рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии (Диков и др., 1977; Яковлев и др., 2009). На Земле самородный титан отмечался неоднократно. Впервые он упоминается в работе В.А. Трунилиной с соавторами (1988), где описана находка миллиметровых пластинок самородного титана из протолочек лейкократовых гранитов массива Безымянный в Северо-Восточной Якутии. Затем в виде микронных выделений титан в ассоциации с другими самородными металлами, карбидами и углистым веществом был обнаружен в эксгалятах фумарол Большого Трещинного извержения Толбачика 1975 года (Главатских, Горшков, 1992). При этом в последнем случае выполнено определение его структурных параметров с использованием микродифракции электронов. Это доказало существование титана в α-форме и поликристалличность найденного агрегата. Просвечивающий электронный микроскоп, на котором тогда выполнялись исследования, не обладал достаточным разрешением, чтобы выявить размер и форму монокристалльных индивидов в этих агрегатах.

Наконец, самородный титан был утвержден как минеральный вид на материале из хромититов массива Луобуса в Тибете (Fa*ng et al.*, 2013), где он сопровождается разнообразными самородными металлами, интерметаллидами и сплавами, а также алмазом, различными карбидами и силицидами. Ассоциация и непосредственно сростки титана с высокобарическими фазами позволили авторам оценить диапазон давлений, при которых он мог образоваться, в 2.8—4 гигапаскалей. Тем не менее, там был зарегистрирован обычный низкобарический α-титан с пространственной группой $P6_3/mmc$ (Fang *et al.*, 2013).

Нами же впервые в природе зарегистрирован высокобарический полиморф — ω-титан с пространственной группой $P6/mmm$. По

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 20

Таблица 3. **Минимальные (min), медианные (Me), средние арифметические (m) и максимальные (max) значения содержаний химических компонентов в исследованных стеклах**

Оксиды макроэлементов, вес.%	min	Me	m	max	n*
SiO_2	30.71	54.39	63.84	97.67	78
TiO_2	0.05	0.68	0.84	5.86	34
Al_2O_3	0.96	4.50	8.88	34.08	77
FeO	0.06	13.37	12.81	35.35	55
MgO	0.05	5.39	6.63	32.40	61
CaO	0.15	6.45	7.14	25.83	73
Na_2O	0.09	1.62	3.78	25.41	55
K_2O	0.13	0.49	1.53	8.27	42

*Примечание: * — всего 78 наблюдений, n — число наблюдений с содержанием химического компонента выше порога определения.*

данным (Jamieson, 1963), α-титан переходит в ω-форму при давлении в 6 гигапаскалей.

Чем же объяснить факт наличия в высокобарической мантийной ассоциации из Тибета α-титана? Ответ мы находим все в той же работе (Jamieson, 1963). Оказывается, при отжиге ω-титана при температуре 110°C он переходит в α-форму за 17 часов. Очевидно, исходно высокобарический ω-титан перешел в α-форму в ходе ретроградного метаморфизма вмещающих его хромититов уже в пределах верхней коры. В то же время лунный ω-титан, возникший некогда в ходе высокоэнергетического импактного события (вероятно, при образовании диаплектового стекла по кристаллу титан-авгита), был затем резко закален в силу скоротечности импактных процессов. Действительно, условия колоссальных по абсолютным PT-значениям нагрузок при импактах существуют лишь доли секунды. Видимо, изученный нами образец не подвергался после своего образования и последующей закалки длительному отжигу и сохранился в исходном состоянии до наших дней законсервированным в толще стекла.

В целом, полученные нами данные свидетельствуют о значительной гетрогенности матричных низкокремниевых стекол. Одним из первых неоднородность лунных стекол на субмиронном уровне отметил Д.И. Фрих-Хар с соавторами (Frikh-Khar *et al.*, 1988) при их изучении на сканирующем электронном микроскопе. Неоднородность состава стекол из проб грунта района посадки АС «Луна-16» была ранее выявлена Ю.П. Диковым с соавторами (Dikov *et al.*, 1998; 2002) методом послойного анализа с помощью рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии. В результате этого были установлены различия в составах, как между слоями, так и в пределах отдельных слоев по латерали. Обогащённый натрием наноразмерный крупнокластерный поверхностный стеклянный слой мог бы объясняться конденсацией паров из импактного облака. В свою очередь, фрагменты высококремниевого стекла, как более тугоплавкой фазы, в ходе импактного процесса отвердевающие раньше, чем низкокремниевое стекло, могут внедряться в его еще жидкую матрицу в уже отвердевшем виде. Также в нее могут внедряться микрообломки диаплектовых стекол. Кроме них, в изучаемое низкокремниевое стекло могли быть внедрены и наноразмерные частицы каких-то минеральных фаз (кристаллических). Таким образом, говоря о происхождении включений в стекле самородного железа можно предполагать несколько вариантов. Основными, по нашему мнению, могут быть два механизма.

Первый — новообразованные в ходе импакта, мгновенно раскристаллизовавшиеся капельки самородного железа были внедрены в еще незастывшее стекло. В пользу этого механизма свидетельствует присутствие в одном с ними фрагменте стекла крупного монокристалла пироксена, вероятнее всего, поднятого при взрыве с поверхности и захваченного стеклом. Видимо, таким механизмом можно объяснить наличие в стекле нанокристаллов молибдена, а также ряда других, ранее обнаруженных нами в стекле минеральных фаз (Мохов и др., 2007; Карташов и др., 2010; Мохов и др., 2011; Горностаева и др., 2012).

Второй — наиболее популярным среди исследователей является образование Fe^0 в результате импактного плавления и восстановления Fe^{2+} из силикатов под действием имплантированного солнечным ветром водорода (Housley *et al.*, 1973; Wang *et al.*, 2012).

Менее вероятным нам кажется возникновение массивных (превышающих объемом первые элементарные ячейки) частиц самородного железа в ходе реакций диспропорционирования в импактном облаке (Яковлев и др., 2009).

Что касается самого стекла, то для оценки степени его однородности были обработаны аналитические данные элементных анализов с высокой локальностью, полученные как в SEM, так и в TEM. Учитывались только значения, превышающие порог чувствительности метода, поэтому количество поэлементных наблюдений неодинаково. Результаты отображены в таблице 3 в следующей последовательности: минимальное значение, медиана, среднее арифметическое, максимальное зна-

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 21

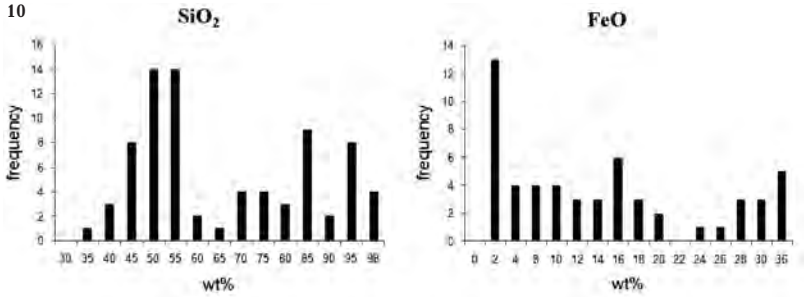


Рис. 10. Частотные гистограммы распределения содержаний SiO_2 и FeO, полученные при изучении стекол лунного реголита с высокой локальностью.

чение и число наблюдений. Величина разброса между минимальными и максимальными концентрациями вместе с различиями медиан и средних арифметических содержаний свидетельствуют о неоднородности материала. Наиболее наглядно это можно оценить при рассмотрении гистограмм. Так, на рисунке 10 показаны гистограммы распределения SiO_2 и FeO, которые в изучаемой выборке стекол составляют в сумме (по средним содержаниям) более 60% их полного химического состава. Полимодальная форма распределения концентраций данных макроэлементов совершенно очевидно свидетельствует о неоднородности изучаемого материала.

Особо следует отметить изолирующую роль стеклянной, скорее всего конденсатной, пленки, покрывающей наноразмерным слоем практически все микрочастицы минералов в изученных пробах реголита и предохраняющей самородные фазы от окисления и взаимодействия с другими фазами.

Выводы

1. Описанные выше самородные металлы представлены монокристальными наноразмерными индивидами или их агрегатами. Такой их масштаб может свидетельствовать о чрезвычайно коротком времени кристаллизации. Это соответствует условиям импактных событий на Луне.

2. Наличие в стеклянных фрагментах из одной и той же пробы реголита стекол, резко различных по составу и физическим свойствам (в частности, по температуре плавления и летучести компонентов), а также по структуре их агрегатов позволяет сделать вывод о существенном различии в диапазоне энергий породивших их импактных событий. Иными словами, изученные пробы реголита являются продуктом наложения многократно повторяющихся импактов с разными по значениям энергиями, то есть различными массами и скоростями ударников.

3. Как самородные металлы, так и многие другие минеральные фазы изученных проб часто покрыты тонкими, иногда толщиной в единицы нанометров, пленками конденсатного стекла. Это, с одной стороны, подтверждает аутентичность таких включений, а с другой — объясняет феномен неокисляемости лунного самородного железа (а возможно, и других металлов) в земных условиях, что является альтернативой объяснению неокисляемости с привлечением длительной бомбардировки протонами солнечного ветра (Виноградов и др., 1972; Виноградов, 1979).

Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ № 12-05-00624а.

Литература

Богатиков О.А., Горшков А.И., Мохов А.В., Ашихмина Н.А., Магазина Л.О. Первая находка самородного молибдена, сульфида серебра и твердого раствора железа и олова в лунном грунте // Геохимия. **2001**. № 6. С. 665—670.

Виноградов А.П., Нефедов В.И., Урусов В.С., Жаворонков Н.М. Рентгеноэлектронные исследования металлического железа в лунном реголите // Докл. АН СССР. **1972**. Т. 207. № 4. С. 433—436.

Виноградов А.П., Барсуков В.Л., Урусов В.С., Богатиков О.А. Свойство неокисленности ультрадисперсных форм простых веществ, находящихся на поверхности космических тел. Свидетельство на открытие № 279, зарегистрированное в Государственном реестре открытий СССР 15.11.1979 г.

Главатских С.Ф., Горшков А.И. Природный аналог α-титана в продуктах эксгаляций Большого трещинного Толбачинского извержения (Камчатка) // Докл. РАН. **1992**. Т. 327. № 1. С. 126—130.

Горностаева Т.А., Карташов П.М., Мохов А.В., Богатиков О.А. Самородная родистая ферроплатина в пробе лунного реголита из Моря Изобилия // Докл. РАН. **2012**. Т. 444. № 6. С. 654—656.

Грицаенко Г.С., Звягин Б.Б., Боярская Р.В., Горшков А.И., Самотоин Н.Д., Фролова К.Е.

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 22

Методы электронной микроскопии минералов. М.: Наука, **1969**. 311 с.

Диков Ю.П., Немошкаленко В.В., Алешин В.Г., Богатиков О.А., Иванов А.В. Восстановленный титан в лунном реголите // Докл. АН СССР. **1977**. Т. 234. № 1. С. 176—179.

Карташов П.М., Мохов А.В., Горностаева Т.А., Богатиков О.А., Ашихмина Н.А. Минеральные фазы на сколах стеклянных частиц в препарате тонкодисперсной фракции из пробы реголита АС «Луна 24» // Петрология. **2010**. Т. 18. № 2. С. 115—133.

Лапина М.И., Мохов А.В. Методика подготовки эталонов для просвечивающей, растровой электронной микроскопии и микрозондового анализа // Изв. РАН. Сер. физич. **1995**. Т. 59. № 2. С. 38—41.

Мохов А.В., Карташов П.М., Богатиков О.А. Новые данные по минералогии Луны (Луна под микроскопом) / ред. Н.С.Бортников. М.: Наука, **2007**. 128 с.

Мохов А.В., Карташов П.М., Горностаева Т.А., Богатиков О.А. Самородный иттербий из реголита АС «Луна-24» // Докл. РАН. **2011**. Т. 441. № 5. С. 670—673.

Силаев В.И., Петровский В.А., Сухарев А.Е., Мартинс М. Карбонадо: краткое резюме итогов исследований // Вестн. Института геологии КНЦ УрО РАН. **2004**. № 11. С. 7—13.

Трунилина В.А., Роев С.П., Махотко В.Ф., Заякина Н.В. Самородный титан в гранитоидах Безымянного массива (Вост. Якутия) // Докл. АН СССР. **1988**. Т. 303. № 4. С. 948—951.

Яковлев О.И., Диков Ю.П., Герасимов М.В. Эффект реакции диспропорционирования двухвалентного железа при ударно-испарительных процессах // Геохимия. **2009**. № 2. С. 141—149.

Dikov Yu.P., Ivanov A.V., Wlotzka F., Galimov E.M., Wanke G. High enrichment of carbon and volatile elements in the surface layers of Lunar 16 soil sample 1635: results of comet or meteorite impact? // Earth Planet. Sci. Lett. **1998**. Vol. 155. P. 197—204.

Dikov Yu.P., Ivanov A.V., Wlotzka F., Galimov E.M., Wanke G. The nature of volatiles in the lunar regolith // Solar System Research. January **2002**. Vol. 36. Issue 1. P. 1—11.

Fang Q., Bai W., Yang J., Rong H., Shi N., Li G., Xiong M., Ma Z. Titanium, Ti, a new mineral species from Luobusha, Tibet, China // Acta Geol. Sinica. **2013**. Vol. 87. N 5. P. 1275—1280.

Frikh-Khar D.I., Boyarskaya R.V., Volkova V.M., Kostin K.B., Mokhov A.V. Inhomogeneity in natural glasses // Int. Geol. Rev. **1988**. Vol. 30. N 4. P. 422—429.

Frondel J.W. Lunar Mineralogy. New York: Wiley-Interscience. **1975**. 332 p.

Housley R.M., Grant R.W., Paton N.E. Origin and characteristics of excess Fe metal in lunar glass welded aggregates // Proc. of the Fourth Lunar Sci. Conf. Suppl. N 4. Geochim. et Cosmochm. Acta. **1973**. Vol. 3. P. 2737—2749.

James C., Letsinger S., Basu A., Wentworth S.J., McKay D.S. Size distribution of Fe^0 globules in lunar agglutinitic glass // 33d Lunar and Planetary Sci. Conf. Houston, Texas. **2002**. (abstract #1827). CD-ROM.

Jamieson J.C. Crystal structures of titanium, zirconium and hafnium at high pressures // Science. **1963**. Vol. 140. N 3562. P. 72—73.

Keller L.P., McKay D.S. Discovery of vapor deposits in the lunar regolith // Science. **1993**. Vol. 261. P. 1305—1307.

Ma C., Beckett J.R., Rossman G.R. Allendeite and hexamolybdenum: two new ultra-refractory minerals in Allende and two missing links // 40th Lunar and Planetary Sci. Conf. Houston, Texas. **2009**. P. 1402—1403.

Thompson M., Christoffersen R. The smallest lunar grains: analytical tem characterization of the sub-micron size fraction of a mare soil // 41st Lunar and Planetary Sci. Conf. Houston, Texas. **2010**. P. 2191.

Wang K., Moynier F., Podosek F.A., Foriel J. An iron isotope perspective on the origin of the nanophase metallic iron in lunar regolith // Earth Planetary Sci. Lett. **2012**. Vol. 337—338. P. 17—24.

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 23

УДК 549.01 + 549.655

НОВЫЕ ДАННЫЕ О БЕТАЛОМОНОСОВИТЕ

Б.Е. Боруцкий
Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана, РАН, Москва, borborutzky2012@yandex.ru

О.А. Агеева, О.В. Каримова, П.М. Карташов
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ), РАН, Москва, ageeva@igem.ru

О.В. Якубович
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, yakubol@geol.msu.ru

Приводятся новые данные о вариациях химического состава, уточненной кристаллической структуре, термических свойствах, а также геолого-генетической характеристике условий образования беталомоносовита. Полученные результаты дают основание утверждать, что беталомоносовит отличатся от ломоносовита, с которым его обычно отождествляют, так как обладает индивидуальными особенностями химического состава и кристаллической структуры, имеет четкую, отличающуюся от ломоносовита геолого-генетическую позицию и должен быть «реабилитирован» в качестве самостоятельного минерального вида.
В статье 3 таблицы, 6 рисунков, список литературы из 58 названий.
Ключевые слова: ломоносовит, беталомоносовит, мурманит, кристаллическая структура, Хибинский массив, мельтейгит-уртиты, ювиты, рисчорриты, ультраагпаитовая ассоциация минералов.

Целью статьи является сопоставление новых, полученных авторами, данных о беталомоносовите $Na_4Ti_4(Si_2O_7)_2(O,F)_4{\bullet}Na_2H_4(PO_4)_2$ и результатов изучения ломоносовита $Na_4Ti_4(Si_2O_7)_2(O,F)_4{\bullet}Na_6(PO_4)_2$, с которым, согласно рекомендациям Комиссии по новым минералам и названиям минералов Международной минералогической ассоциации (КНММН ММА) 1988 года, беталомоносовит отождествляется, и мурманита $Na_4Ti_4(Si_2O_7)_2O_4{\bullet}(H_2O)_4$ — конечного продукта гипергенного изменения ломоносовита, в один «изоморфный» ряд с которым он обычно необоснованно помещается как промежуточная форма подобного изменения. Мы не будем рассматривать здесь другие минералы ломоносовитовой группы: ниобиевые аналоги ломоносовита и мурманита — вуоннемит и эпистолит, и высокофосфорные кальциевые и марганцевые аналоги ломоносовита — квадруфит, соболевит и полифит, хотя они представляют собой крайние члены возможных изоморфных рядов для характерных в беталомоносовите изоморфных примесей и могут образовываться в схожих геологических условиях.

История открытия

В 1890 г. Вильгельмом Рамзаем в Ловозерских тундрах был описан новый водный ниобо-титано-силикат — «Минерал № 3» (Ramsay, 1890), найденный затем там же сотрудниками экспедиций А.Е. Ферсмана и описанный ими в 1923 г. как виолофиллит, а после детальных исследований Н.Н. Гутковой переименованный в мурманит с уточненным составом: $Na_4Ti_4Si_4O_{18}{\bullet}4H_2O$ (Гуткова, 1930; Минералы..., 1937). Безводный аналог мурманита — ломоносовит — открыт в том же массиве в 1936 г. В.И. Герасимовским (Герасимовский, 1950) и затем детально изучался рядом авторов (Еськова, 1959; Власов и др., 1959; Семенов и др., 1961). В отличие от мурманита, он содержал фосфор и не содержал воду: $Na_4Ti_4Si_4(O,F)_{18}{\bullet}2Na_3PO_4$. В Хибинах ломоносовит впервые был установлен в 1953 г. М.Д. Дорфманом (Дорфман, 1962) в районе апатитовых месторождений.

Обсуждаемый в данной статье беталомоносовит впервые найден и описан как «Минерал № 2» тоже в Ловозере в 1938 г. В.И. Герасимовским, но детальное его исследование начато лишь в 60-е годы (Герасимовский, Казакова, 1962), когда аналогичная находка более представительного материала в том же районе была сделана Е.И. Семеновым (Семенов и др., 1961). В Хибинах беталомоносовит был установлен в 1958 г. на месторождении Расвумчорр (Соколова, 1961; Соколова и др., 1971_2). В отличие от предыдущих минералов, его химические анализы содержали и фосфор, и значительное количество воды, и беталомоносовит[1] описывался формулами: $Na_4Ti_4Si_4(O,F)_{18}{\bullet}(Na,H)_6(PO_4)_2$, $Na_4Ti_4Si_4(O,F)_{18}{\bullet}Na_2HPO_4{\bullet}NaH_2PO_4$ или $Na_4Ti_4Si_4(O,F)_{18}{\bullet}Na_3[PO_4(OH)PO_2(OH)_2]$. К настоящему времени он достаточно хорошо охарактеризован химически и структурно, а также геологически, с точки

[1] — Многие исследователи считают, что название это — неудачное, так как беталомоносовит не является структурной модификацией минерала, то есть β-формой (β-ломоносовитом), в противном случае пришлось бы вводить и противопоставлять ему термин α-ломоносовит.

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 24

зрения выяснения его природы, распространенности в конкретных типах щелочных пород в массивах агпаитовых нефелиновых сиенитов и условий образования, чтобы рассматривать его в качестве самостоятельного минерала. Тем не менее, ранее он, по-видимому, ошибочно включен КНМНМ ММА в список дискредитированных минералов (Nickel, Mandarino, 1988), что мешает дальнейшему детальному его изучению. Это заставило авторов статьи провести новые исследования химического состава и кристаллической структуры беталомоносовита, а также генетических взаимоотношений его с ломоносовитом и мурманитом с целью получения дополнительных аргументов для восстановлении данного термина в законных правах.

Геологическое положение и условия образования мурманита, ломоносовита и беталомоносовита

Мурманит. Мурманит — широко распространенный в Ловозерских тундрах акцессорный минерал ряда высокощелочных лейкократовых пород и залегающих в них пегматитов. Он был установлен на горах Пункаруайв, Суолуайв, Нинчурт, Маннепахк, в цирках Раслака, Сенгисчорра, Ангвундасчорра и в долинах рек Чинглусуай, Мотчисуай и Муруай (Минералы..., 1937). Согласно И.В. Буссен и А.С. Сахарову (Буссен, Сахаров, 1972) со ссылками на работы Н.Н. Гутковой (1930) и Е.М. Еськовой (1959), он является постоянной составной частью ювитов, фойяитов и уртитов дифференцированного комплекса луявритов-фойяитов-уртитов (III комплекс), образуя линзовидные скопления в горизонтах I-1 и II-2, распространен в лейкократовых разностях луявритового комплекса (IV), где образуется еще и во вкрапленниках в приконтактовых луяврит-порфирах (тингуаитах), и постоянно присутствует в порфировидных мурманитовых луявритах (V комплекс). Во всех этих породах мурманит наблюдается совместно с ломоносовитом в типичной ассоциации с агпаитовыми минералами: K,Na полевым шпатом, нефелином, содалитом, эгирином, лампрофиллитом и эвдиалитом. Пегматиты с мурманитом и ломоносовитом наблюдались также в порфировидных и пойкилитовых нефелин-содалитовых сиенитах и тавитах (II комплекс) (Минералы..., 1937).

В отличие от Ловозера, в Хибинах мурманит был встречен лишь на поверхности в незначительных количествах и в сильно разрушенном виде (Гуткова, 1930; Куплетский, 1930; 1932; Минералы..., 1937; Дорфман, 1962; Тихоненков, 1963). Неразрушенный мурманит установлен в горных выработках на апатитовых месторождениях Расвумчорр, Кукисвумчорр и Юкспор в пегматитах, залегающих в массивных грубозернистых уртитах и рисчорритах, вмещающих рудную толщу, а также в мельтейгитах верхней контактовой зоны, где он отчетливо замещает пластинки ломоносовита (Соколова, 1965; Соколова и др., 1973). Наиболее свежий розовато-белый тонкочешуйчатый мурманит с перламутровым блеском, который можно было бы интерпретировать как самостоятельно выкристаллизовавшееся новообразование, был найден в виде тонкого (до 1 мм мощности) прожилка в массивном уртите месторождения Расвумчорр (Минералогия..., 1978).

В схожей ситуации мурманит (совместно с ломоносовитом) установлены в агпаитовых породах массива Илимаусак в Южной Гренландии (Karup-Møller, 1983; 1986).

Ломоносовит. Геологическое положение ломоносовита в Ловозерском массиве детально изучалось Е.М. Еськовой (1959) с учетом данных В.И. Герасимовского (1950) и И.Д. Борнеман-Старынкевич (1946). Установлено, что ломоносовит и мурманит, в целом, распространены в одних и тех же геологических образованиях: в лейкократовых разновидностях пород дифференцированного комплекса (III), причем в фойяитах больше, чем в луявритах и уртитах, в лейкократовых луявритах луявритового комплекса (IV) и содалитовых разновидностях пойкилитовых нефелин-содалитовых сиенитов (II), а также в залегающих в этих породах пегматитах. При этом неизмененный ломоносовит наблюдался в скважинах ниже глубины 250—300 м, тогда как выше, на глубинах 100—200 м от дневной поверхности, он сменялся соответственно желтой, а затем фиолетово-розовой разновидностями, а на дневной поверхности — обычным розовым мурманитом. Повсеместно наблюдались реликты измененного ломоносовита в мурманите, сохраняющие морфологическую и оптическую ориентировки. То есть прямыми наблюдениями в природе доказано, что мурманит является вторичным образованием по ломоносовиту.

Опыты по выщелачиванию натрия и фосфора из ломоносовита в горячей и холодной дистиллированной воде, проведенные В.И. Герасимовским и И.Д. Борнеман-Старынкевич (Борнеман-Старынкевич, 1946), а затем детализированные Н.И. Забавниковой с применением методов химического, рентгеновского и термического анализов (Забавникова, 1967; Соколова и др., 1973), эксперимен-

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 25

тально подтвердили возможность образования мурманита таким способом. Установлено, что розово-сиреневая окраска мурманита с характерными полосами поглощения при 12650, 18850 и 20600 см$^{-1}$ обусловлена влиянием Mn^{3+} (Платонов, 1976), что также согласуется с представлениями об окислительной обстановке среды формирования мурманита.

Благодаря продолженным в данном направлении исследованиям А.П. Хомякова (Хомяков, 1990), стало ясно, что кроме пары ломоносовит — мурманит существует целая плеяда первичных минералов, которые при резком изменении щелочности-основности среды минералообразования вследствие выщелачивания натрия из их структуры и гидратации превращаются во вторичные формы, как правило, распространенные вблизи поверхности: вуоннемит $Na_{11}TiNb_2Si_4P_2O_{25}F \rightarrow$ эпистолит $Na_5TiNb_2Si_4O_{17}F{\bullet}4H_2O$, паракелдышит $Na_2ZrSi_2O_7 \rightarrow$ келдышит $Na_3HZr_2(Si_2O_7)_2$, цирсиналит $Na_6CaZrSi_6O_{18} \rightarrow$ ловозерит $Na_3CaZrSi_6O_{15}(OH)_3$, казаковит $Na_6MnTiSi_6O_{18} \rightarrow$ тисиналит $Na_3MnTiSi_6O_{15}(OH)_3$, рассматриваемые как самостоятельные минеральные виды или разновидности с приставкой «гидро»: например, дельхайелит $K_3Na_2Ca_2Si_7AlO_{19}(F,Cl)_2 \rightarrow$ гидродельхайелит $KCaSi_7AlO_{17}(OH)_2{\bullet}6H_2O$ и т.п.

Характерно, что парагенезис ломоносовита в принципе тот же самый, что и мурманита: микроклин, нефелин, арфведсонит, содалит. Ломоносовит наблюдается в виде включений в альбите, содалите, канкрините, уссингите и натролите, но только во включениях в натролите он превращен в мурманит. Это не противоречит представлениям о псевдоморфной природе мурманита, и ясно, что для его формирования необходима вода — атмосферная или гидротермальная низкотемпературная. «Поисковым» минералом для нахождения ломоносовита является виллиомит.

В Хибинах ломоносовит найден несколько в иной геологической обстановке, чем в Ловозере (Дорфман, 1962; Дудкин, 1959; Дудкин и др., 1964; Соколова и др., 1971$_1$; 1973; Минералогия... 1978). Он был установлен в пегматитах, секущих мелкозернистые трахитоидные ийолит-уртит-мельтейгиты, но, главным образом, в пегматитах среди массивных грубозернистых уртитов, в апатит-нефелиновой толще и в рисчорритах на месторождениях Юкспор, Кукисвумчорр и Расвумчорр. Наиболее характерен он для эгирин-диопсид — полевошпатовых (микроклин, адуляровидный ортоклаз) пегматитов в ассоциации с нефелином, лампрофиллитом, пектолитом, дельхайелитом и виллиомитом. В бедных полевым шпатом и бесполевошпатовых пегматитах эгирин-диопсид — нефелинового состава он не известен. В пегматитах среди рисчорритов кровли апатитового рудного тела в Апатитовом цирке горы Расвумчорр ломоносовит ассоциирует с микроклином, эгирином, лампрофиллитом, щербаковитом и ловозеритом.

Данные геологические образования вскрыты горными выработками на значительной глубине от дневной поверхности и от глубинных зон линейного выветривания, что способствует сохранности неизмененного ломоносовита. «Мурманитизация» его наблюдается, но в ограниченных масштабах, вдоль секущих пластинки трещинок. Однако пластинки ломоносовита, долго пролежавшие в отвалах или в пегматитах, обнаженных на поверхности при вскрытии их карьером, изменены в большей степени до розовато-фиолетового мурманита. В отличие от Ловозера ломоносовит или развившийся по нему мурманит установлены только в толще мельтейгит-уртитов Центральной дуги Хибинского массива — в окружающих дугу нефелиновых сиенитах (фойяитах, хибинитах) они неизвестны.

Беталомоносовит. По сравнению с ломоносовитом и мурманитом, круг распространения беталомоносовита более ограничен. В Ловозерском массиве он установлен, по-видимому, только в правом борту реки Тульбньюнуай в нефелин-содалитовых пойкилитовых сиенитах и залегающих в них пегматитах в ассоциации с микроклином, эгирином, арфведсонитом, содалитом, цеолитами, эвдиалитом, рамзаитом, лампрофиллитом, нептунитом, стенструпином и другими минералами (Семенов и др., 1961; Герасимовский, Казакова, 1962). В Хибинском массиве беталомоносовит найден в Апатитовом цирке месторождения Расвумчорр как характерный минерал маломощных пегматитовых прожилков в рисчорритах кровли апатит-нефелинового рудного тела и в самих вмещающих рисчорритах в ассоциации с микроклином, арфведсонитом, лампрофиллитом, щербаковитом, вадеитом, ловозеритом и гизингеритом (Соколова, 1961; Соколова и др., 1971$_2$). Из гизингерита были извлечены достаточно крупные, размером до 5 мм, хорошо образованные его кристаллы, которые были измерены на гониометре Т.А. Яковлевской (Соколова и др., 1971$_2$; Минералогия..., 1978).

Соотношения между ломоносовитом, беталомоносовитом и мурманитом, распространенными в качестве акцессорных минералов в самих материнских породах Хибинского массива, детально изучались авторами статьи

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 26

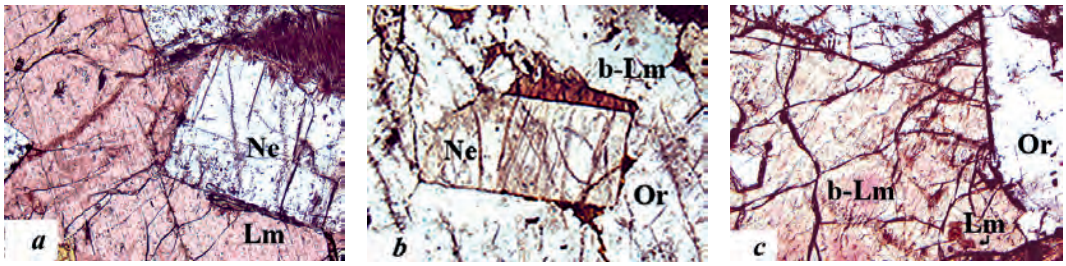


Рис. 1. Морфология выделений акцессорного ломоносовита и беталомоносовита в породах уртит-ювит-рисчорритового комплекса в Хибинском массиве (фотографии шлифов): a — пойкилитовые зерна ломоносовита (Lm) с идиоморфными вкрапленниками нефелина (Ne) в массивном грубозернистом уртите, николи ||, размер зерна 2 × 3 мм; b — новообразования беталомоносовита (b-Lm) на вкрапленнике нефелина (Ne), корродированные адуляровидным ортоклазом (Or) в рисчоррите, николи ||, размер зерна 0.4 × 0.8 мм; c — реликты ломоносовита (Lm) в беталомоносовите (b-Lm) в ортоклазе рисчоррита, николи ||, размер зерна 2 × 3 мм.

(Агеева, Боруцкий, 1997; Агеева, 1999; 2002). Было установлено, что акцессорный ломоносовит распространен только в массивных грубозернистых уртитах, полевошпатовых уртитах, ювитах, пироксеновых рисчорритах и малиньитах, то есть породах Центральной дуги массива, и различается в них по химическому составу и морфологии выделений. В уртитах он образует наиболее крупные (5—10 мм) выделения, которые наряду с пироксеном, лампрофиллитом и энигматитом формируют пойкилитовые метакристаллы, включающие в себя идиоморфные зерна нефелина (рис. 1*a*), и наиболее обогащен натрием. Обращают на себя внимание ровные четкие границы между ломоносовитом и нефелином, что указывает на более-менее одновременное их образование. По мере увеличения в породах содержания калия от уртитов к полевошпатовым уртитам, ювитам и рисчорритам состав ломоносовита обедняется натрием, вплоть до состава, характерного уже для беталомоносовита, и чаще проявляются формы его разъедания ортоклазом (рис. 1*b*).

То есть, как было уже показано ранее для пегматитов (Соколова и др., 1971_2), беталомоносовит наиболее характерен для рисчорритов и может образоваться в результате преобразования ломоносовита — первичного минерала массивных грубозернистых уртитов — в процессе их рисчорритизации. Еще раз подчеркнем, что в данном процессе при частичном выносе натрия и гидратации фосфор, в отличие от процесса мурманитизации ломоносовита, не выносится, и соотношение Ti:Si:P остается постоянным и равным 4:4:2. Изменение ломоносовита наблюдается в шлифах и проконтролировано микрозондовыми определениями Na и P. Оно обычно проявляется в периферических бесцветных частях кристаллов, а в центральных зонах сохраняется реликтовый светло-буро-фиолетовый ломоносовит (рис. 1*c*).

Отсутствие выноса фосфора указывает на то, что этот процесс принципиально отличается от гипергенного или низкотемпературного гидротермального преобразования ломоносовита в мурманит. Анализ минеральных ассоциаций, в которых встречается беталомоносовит (существенно калиевый адуляроподобный ортоклаз, обогащенный калием нефелин, кальсилит, обогащенный калием эвдиалит, вадеит, бариевый лампрофиллит, щербаковит и др.) показывает, что, скорее всего, его образование происходило на одной из стадий процесса фенитизации мельтейгит-уртитов под воздействием флюидов, отщепленных от нефелин-сиенитовой магмы, то есть K,Si-метасоматоза, воздействующего на первичные реликтовые породы Центральной дуги массива и вызывающего формирование высоко- и ультракалиевых пород (ювитов, рисчорритов). Отсутствие или низкое содержание калия в самом беталомоносовите объясняется кристаллоструктурным фактором — невозможностью или крайней ограниченностью вхождения крупных катионов калия в его структуру.

Гипотеза метасоматического генезиса рисчорритов (пойкилитовых нефелиновых сиенитов) в Хибинском массиве, выдвинутая и последовательно развивавшаяся рядом авторов (Солодовникова, 1959; Тихоненков, 1963; Руденко, 1964; Титов и др., 1971; Минералогия...,1978; Зотов, 1989; и др.), в настоящее время представляется нам наиболее вероятной и разработанной, так как обоснована еще и результатами дополнительного детальнейшего изучении породообразующих и акцессорных минералов в данных породах (Боруцкий, 1988; Агеева, 2002; Боруцкий, 2010; 2012), хотя некоторые детали этого процесса остаются еще не совсем ясными. Нам представля-

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 27

ются чрезвычайно важными два вывода. Во-первых, в ходе этого процесса возникают новообразованные минералы двух типов: 1) псевдоморфозы замещения, сохраняющие реликты первичных минералов субстрата, в условиях, когда метасоматический процесс не достигает еще равновесия, и 2) продукты их перекристаллизации — метакристаллы, образующиеся в равновесных условиях. И во-вторых, процесс преобразования исходных пород Центральной дуги массива: уртиты → полевошпатовые уртиты → ювиты → рисчорриты, начинающийся как фенитизация (магматическое замещение), по мере снижения температуры и щелочности-основности флюидов эволюционирует в сторону увеличения роли более низкотемпературных, подкисленных водных растворов — при этом Na-минералы замещаются Na,K-ми, затем калиевыми, а потом вновь натриевыми, и наблюдается их гидратация.

Возвращаясь к беталомоносовиту, мы констатируем, что, кроме псевдоморфоз его по ломоносовиту, возникших в более высокотемпературных условиях, чем мурманит, при воздействии растворов, обогащенных калием, в ювитах, рисчорритах и особенно в пегматитах, секущих эти породы, широко распространены его новообразованные метакристаллы, более совершенные, нарастающие на включения нефелина в адуляр-ортоклазовых пойкилокристаллах в ассоциации с калиевыми титано- и цирконосиликатами: астрофиллитом, вадеитом, дельхайелитом, юкспоритом, фенакитом и другими минералами (рис. 2). Как отмечалось выше, в пегматитах кристаллизуются даже совершенные его кристаллы. В отличие от псевдоморфного беталомоносовита, окраска кристаллов становится бесцветной, а угол оптических осей уменьшается от 45—55° до 27—36° (Соколова и др., 1971_2; Агеева, 1999). По нашему мнению, все это несомненно указывает на достижение физико-химического равновесия на поздних стадиях процесса рисчорритизации, на наличие самостоятельного поля стабильности беталомоносовита, отличающегося от поля стабильности ломоносовита, что является обоснованием для выделения его в качестве минерального вида или равной ему по значению разновидности.

Вариации химического состава и типохимизм

Теоретические составы (мас.%) мурманита $Na_4Ti_4Si_4O_{18}$•$4H_2O$: Na_2O — 16.40, TiO_2 — 42.28, SiO_2 — 31.79, H_2O — 9.53, ломоносовита

Рис. 2. Беталомоносовит из арфведсонит-ортоклазовой пегматитовой жилы, секущей рисчорриты в Апатитовом цирке горы Расвумчорр. Обр. из коллекции М.Н. Соколовой (№ 569). Размер зерна 3 × 5 мм.

$Na_4Ti_4Si_4O_{18}$•$2Na_3PO_4$: Na_2O — 30.63, TiO_2 — 31.59, SiO_2 — 23.75, P_2O_5 — 14.03, беталомоносовита с составами $Na_4Ti_4Si_4O_{18}$•Na_2HPO_4•NaH_2PO_4: Na_2O — 22.93, TiO_2 — 33.79, SiO_2 — 25.41, P_2O_5 — 15.01, H_2O — 2.86, или $Na_4Ti_4Si_4O_{18}$•$2NaH_2PO_4$: Na_2O — 20.02, TiO_2 — 34.64, SiO_2 — 26.05, P_2O_5 — 15.38, H_2O — 3.91 (без учета микропримесей). Сопоставление показывает, что в ломоносовите и беталомоносовите содержание Si, Ti, P одинаковое, так же, как и кислорода (O = 26 а.ф.), а содержание Na уменьшается от ломоносовита к беталомоносовиту в соответствии с повышением содержания водородных атомов от 10 Na при 0 H до 7 Na при 3 H а.ф. (первая стадия изменения) и до 6 Na при 4 H а.ф. (вторая стадия). В мурманите при том же содержании Si и Ti, фосфор отсутствует, водорода — 8 H, а O = 22 а.ф. В качестве второстепенных примесей в данных минерах присутствуют: Nb, Ta, Zr, Fe, Mn, Mg, Ca, K и F.

Первые исследователи минералов группы ломоносовита полагали, что и ломоносовит, и мурманит являются продуктами магматической кристаллизации, и между ними существует непрерывный изоморфный ряд, хотя установленный Е.И. Семеновым (Семенов и др., 1961) мурманит с содержанием P_2O_5 5.0 мас.% был выделен им под названием бетамурманита. После выяснения псевдоморфной природы мурманита, присутствие в нем фосфора стали объяснять сохранением реликтов ломоносовита. Беталомоносовит в эти представления не вписывается, и вариации Na и воды в его составе определяются, очевидно, составом минералообразующей или минералосохраняющей среды.

Нами с помощью микрозонда был детально изучен химический состав акцессорных

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 28

Таблица 1. **Химический состав (мас.%) акцессорных ломоносовита и беталомоносовита в породах комплекса уртитов-ювитов-рисчорритов (образцы из керна скважин, пробуренных в районе апатитового месторождения Расвумчорр, Хибины), по данным авторов**

	Ломоносовит																					
№ ан.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
№ обр.	*80/ 2ц*	*502/ 1456*	*319/ 1456*	*275/ 1456*	*136/ 2ц*	*477/ 1456*	*136/ 2ц*	*502/ 1456*	*61/ 2ц*	*309/ 1456*	*142/ 1ц*	*448/ 1456*	*80/ 2ц*	*306/ 1456*	*318/ 1456*	*306/ 1456*	*275/ 1456*	*76/ 1ц*	*502/ 1456*	*101/ 1494*	*87/ 1ц*	*50/ 2ц*
SiO_2	23.57	21.92	23.08	23.79	23.02	23.96	23.55	23.91	23.45	23.68	22.82	23.27	23.38	24.75	23.32	23.94	23.79	24.06	24.79	23.96	24.73	23.96
TiO_2	27.36	28.92	22.55	25.84	29.87	23.42	30.18	26.32	27.10	27.21	26.60	24.97	24.27	26.94	27.84	25.02	25.85	27.77	25.32	20.73	25.80	28.90
P_2O_5	13.05	14.25	12.94	14.23	13.80	13.88	12.98	14.46	13.66	14.39	13.70	14.34	14.23	14.80	13.81	14.48	13.95	14.20	14.80	15.15	13.08	16.04
Nb_2O_5	0.95	1.89	3.76	1.85	0.54	5.18	0.00	1.92	0.00	0.56	0.76	0.76	1.10	0.97	0.76	3.15	0.00	0.63	0.93	9.00	0.70	0.30
Al_2O_3	0.00	0.08	–	0.09	0.06	0.00	0.39	0.08	1.71	0.00	0.06	–	0.00	0.00	0.00	0.28	0.00	0.00	0.06	0.02	0.00	0.06
Fe_2O_3	4.07	2.50	1.86	1.97	1.91	3.34	2.41	2.55	3.32	2.79	3.24	2.79	4.44	3.09	3.04	3.64	2.86	2.56	2.63	2.47	2.86	2.13
MnO	0.62	0.57	0.41	0.23	0.22	0.70	0.22	0.57	0.40	0.39	0.28	0.26	0.67	0.50	0.21	0.68	0.00	0.49	0.46	2.20	0.92	0.93
MgO	–	0.38	0.25	0.38	0.07	0.58	0.15	0.38	0.00	0.27	0.30	0.08	0.00	0.36	0.13	0.66	0.95	0.18	0.83	0.46	0.38	0.43
CaO	3.07	1.93	1.75	1.55	1.32	2.95	1.58	1.94	3.35	2.49	2.66	2.10	3.65	2.49	2.24	3.15	2.90	2.18	2.43	1.69	2.13	2.01
Na_2O	30.28	28.13	28.98	29.86	28.09	28.50	28.36	27.94	29.60	27.43	27.10	26.69	26.78	28.25	26.47	27.51	26.96	26.99	27.49	26.31	26.30	24.80
K_2O	0.00	0.08	0.01	0.00	0.01	0.04	0.25	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.12	0.00	0.02	0.01	0.07
∑	102.97	100.65	95.59	99.80	98.91	102.55	100.00	100.07	102.54	99.21	98.07	95.26	98.52	102.16	97.82	102.52	97.27	99.18	99.74	102.01	96.90	99.85
	Количество атомов в формуле в расчете на Si + Al = 4 а.ф.																					
Si	4.00	3.98	4.00	3.98	3.99	4.00	3.92	3.98	3.68	4.00	3.88	4.00	4.00	4.00	4.00	3.95	4.00	4.00	3.99	3.99	4.00	3.99
Al	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00	0.08	0.02	0.32	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	–	0.01	0.00	–	0.01
Ti	3.49	3.95	2.94	3.25	3.89	2.94	3.78	3.30	3.20	3.46	3.40	3.23	3.12	3.27	3.59	3.10	3.27	3.47	3.06	2.60	3.14	3.62
Nb	0.07	0.16	0.29	0.14	0.04	0.39	0.00	0.14	0.00	0.04	0.06	0.06	0.09	0.07	0.06	0.23	0.00	0.05	0.07	0.68	0.05	0.03
Fe	0.52	0.34	0.24	0.25	0.25	0.42	0.30	0.32	0.39	0.35	0.41	0.36	0.57	0.38	0.39	0.45	0.36	0.32	0.32	0.31	0.35	0.27
∑(Ti+Nb+Fe)	4.08	4.45	3.52	3.65	4.18	3.75	4.08	3.77	3.59	3.85	3.87	3.75	3.78	3.72	4.10	3.79	3.63	3.84	3.45	3.59	3.54	3.92
Mn	0.09	0.09	0.06	0.03	0.03	0.10	0.03	0.08	0.05	0.06	0.04	0.04	0.10	0.07	0.03	0.09	0.00	0.07	0.06	0.31	0.13	0.13
Mg	0.00	0.10	0.06	0.09	0.02	0.14	0.04	0.09	0.00	0.07	0.08	0.02	0.00	0.09	0.03	0.16	0.24	0.04	0.20	0.11	0.09	0.11
P	1.87	2.19	1.90	2.02	2.02	1.96	1.83	2.04	1.81	2.06	1.97	2.07	2.06	2.02	2.00	2.02	1.99	2.00	2.02	2.14	1.79	2.26
Na	9.96	9.91	9.74	9.69	9.43	9.23	9.16	9.03	9.01	8.98	8.93	8.90	8.88	8.85	8.80	8.79	8.79	8.70	8.58	8.51	8.25	8.00
Ca	0.56	0.38	0.32	0.28	0.24	0.53	0.29	0.35	0.54	0.45	0.48	0.39	0.67	0.42	0.41	0.56	0.52	0.39	0.42	0.29	0.36	0.37
K	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01
∑(Na+Ca+K)	10.52	10.30	10.07	9.97	9.67	9.76	9.51	9.37	9.55	9.43	9.42	9.29	9.55	9.28	9.21	9.35	9.31	9.12	8.99	8.80	8.61	8.38
O	26.26	21.43	25.08	25.51	26.33	25.78	25.36	25.56	24.50	25.76	25.51	25.17	25.68	25.18	25.87	25.70	25.20	25.40	24.78	25.54	24.12	25.97

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 29

Таблица 1. **Продолжение.**

	Ломоносовит					Беталомоносовит																		
№ ан.	23	24	25	26	27*	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
№ обр.	*58/ 2ц*	*279/ 1456*	*136/ 2ц*	*123/ 1ц*	*69/ 2ц*	*142/ 1456*	*87/ 1ц*	*142/ 1456*	*307/ 4ц*	*123/ 1ц*	*136/ 2ц*	*142/ 1456*	*50/ 2ц*	*502/ 1456*	*50/ 2ц*	*61/ 2ц*	*50/ 2ц*	*Пегм*	*43/ 1ц*	*17/ 1ц*	*Пегм.*	*50/ 2ц*	*43/ 1ц*
SiO_2	26.34	24.28	26.88	25.00	25.81	24.43	25.22	25.72	24.90	23.44	25.49	25.00	24.26	25.13	24.23	25.21	26.57	25.35	24.86	26.52	25.41	25.05	24.86
TiO_2	27.26	26.04	28.29	25.20	28.52	25.24	26.30	25.72	27.66	27.60	28.61	24.60	27.50	27.26	28.20	27.32	26.64	15.05	27.50	29.22	20.03	29.60	26.60
P_2O_5	14.55	13.29	14.30	14.41	11.59	13.38	13.56	14.20	11.69	13.29	11.91	14.11	16.50	14.57	16.38	12.34	15.12	13.95	14.36	13.43	15.28	16.95	14.02
Nb_2O_5	0.76	3.62	1.12	1.43	0.79	3.82	0.73	3.43	1.07	0.41	1.26	2.10	0.50	0.92	0.60	0.78	1.04	15.26	2.07	0.94	12.69	0.34	0.77
Al_2O_3	0.09	0.77	0.00	0.04	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	0.11	0.06	0.23	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.11
Fe_2O_3	3.02	2.70	2.77	5.09	2.95	3.16	2.74	3.19	3.22	4.33	3.50	3.84	2.59	2.64	2.27	3.69	2.74	3.11	2.87	2.82	2.30	1.81	1.70
MnO	0.46	0.36	0.40	0.58	0.27	3.16	0.97	0.12	0.46	0.32	0.33	0.18	1.37	0.46	0.88	0.48	0.94	2.32	0.48	0.46	2.12	0.90	0.49
MgO	0.23	0.40	0.08	0.22	0.26	0.33	0.33	0.58	0.25	0.00	0.22	0.58	0.48	0.78	0.40	0.46	0.73	–	0.13	0.35	0.58	0.38	5.65
CaO	2.38	2.59	1.79	3.15	2.36	3.04	2.34	3.25	2.56	3.18	2.52	3.33	2.60	2.42	2.25	3.04	2.59	1.15	2.11	2.88	2.25	2.00	3.05
Na_2O	27.26	25.94	26.88	24.20	24.40	21.80	22.2	22.28	21.54	19.90	21.34	20.68	19.20	19.06	18.40	17.63	17.82	16.98	16.20	17.17	15.38	14.90	13.57
K_2O	0.07	0.05	0.01	0.06	0.03	0.04	0.06	0.04	0.03	0.13	0.03	0.05	0.06	0.02	0.07	0.04	0.17	0.86	0.02	0.37	1.85	0.11	0.02
∑	102.42	100.04	102.52	99.42	96.97	95.48	94.43	98.53	93.37	92.71	95.21	94.47	95.18	93.32	93.95	91.00	94.36	94.03	90.65	94.16	97.92	92.15	90.84
Количество атомов в формуле в расчете на Si + Al = 4 а.ф.																							
Si	3.98	3.86	4.00	3.99	4.00	3.98	4.00	4.00	4.00	3.97	4.00	4.00	3.98	3.99	3.96	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	3.98	3.98
Al	0.02	0.14	0.00	0.01	0.00	0.02	–	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	–	–	0.00	0.02	0.02
Ti	3.10	3.11	3.17	3.03	3.32	3.09	3.14	3.01	3.34	3.52	3.37	2.96	3.39	3.25	3.46	3.26	3.02	1.79	3.33	3.31	2.37	3.54	3.20
Nb	0.05	0.26	0.08	0.10	0.06	0.28	0.05	0.24	0.08	0.03	0.09	0.15	0.04	0.07	0.04	0.06	0.07	1.09	0.15	0.06	0.90	0.02	0.06
Fe	0.34	0.32	0.31	0.61	0.34	0.39	0.33	0.37	0.39	0.55	0.41	0.46	0.32	0.32	0.28	0.44	0.31	0.37	0.35	0.32	0.27	0.22	0.20
∑(Ti+Nb+Fe)	3.40	3.70	3.56	3.74	3.66	3.76	3.52	3.62	3.81	4.10	3.87	3.58	3.75	3.64	3.78	3.80	3.40	3.24	3.83	3.69	3.54	3.78	3.46
Mn	0.06	0.05	0.05	0.08	0.04	0.02	0.13	0.02	0.06	0.05	0.04	0.02	0.19	0.06	0.12	0.06	0.12	0.31	0.07	0.06	0.28	0.01	0.07
Mg	0.05	0.09	0.02	0.05	0.06	0.08	0.08	0.13	0.06	0.00	0.05	0.14	0.12	0.18	0.10	0.11	0.16	0.00	0.03	0.08	0.14	0.09	1.35
P	1.86	1.79	1.80	1.95	1.52	1.84	1.82	1.87	1.59	1.91	1.58	1.91	2.29	1.96	2.26	1.66	1.93	1.86	1.96	1.71	2.04	2.28	1.90
Na	7.99	7.99	7.76	7.49	7.33	6.88	6.83	6.72	6.71	6.54	6.49	6.42	6.11	5.87	5.82	5.42	5.20	5.19	5.05	5.02	4.69	4.59	4.21
Ca	0.39	0.44	0.33	0.57	0.40	0.53	0.40	0.56	0.36	0.58	0.42	0.57	0.46	0.43	0.40	0.52	0.42	0.19	0.36	0.47	0.38	0.32	0.52
K	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.03	0.17	0.00	0.07	0.37	0.02	0.04
∑(Na+Ca+K)	8.39	8.44	8.09	8.07	7.74	7.42	7.24	7.28	7.07	7.15	6.92	7.00	6.58	6.30	6.23	5.95	5.65	5.56	5.41	5.56	5.44	4.93	4.77
O	24.00	24.33	23.72	24.21	23.07	24.14	23.47	23.72	23.36	24.61	23.32	23.72	24.90	23.63	24.48	22.87	22.81	22.69	23.26	22.71	23.83	23.89	23.63

Примечание: Микрозондовые анализы. Аналитики: ан. 9, 11, 20, 27, 31, 33, 38 — В.В. Хангулов (ИГЕМ), Cameba SX-50; ан. 1, 35, 37, 39, 40, 44 — Н.В. Трубкин (ИГЕМ), JSM-5300, Link ISIS; остальные анализы — О.А. Агеева, Cameca MS-46. Вмещающие породы: подрудный массивный грубозернистый уртит (содовый горизонт) — ан. 20; полевошпатовые уртиты: с участками неизмененного уртита — ан. 23, с содовыми горизонтами — ан. 9, 27, 38, с участками ювита — ан. 6; ювиты: с участками уртита — ан. 4, 14-17, 24, с участками рисчоррита — ан. 10, 12; рисчорриты: ан. 3, 5, 7, 13, 21, 22, 25, 28-30, 32-35, 37, 39, 41, 44-45, они же с содовым горизонтом — ан. 1, 26; малиньиты: ан. 2, 8, 19, 36, они же с участками рисчоррита — ан. 31; пегматиты в рисчорритах и малиньитах: ан. 11, 40, 42-43. Прочерк означает отсутствие данных. В обозначениях образцов — в числителе глубина взятия в метрах, в знаменателе — номер скважины.

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 30

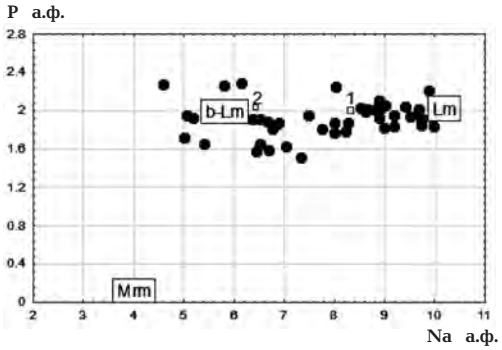


Рис. 3. Соотношение Na и P (в а.ф.) в акцессорных минералах группы ломоносовита в уртит-ювит-рисчорритовом комплексе в Хибинском массиве(Lm — ломоносовит, b-Lm — беталомоносовит, Mrm — мурманит). Центральная (1) и периферическая (2) части одного и того же зерна (обр. 87/1ц) в рисчоррите.

ломоносовитов и беталомоносовитов из пород комплекса массивных грубозернистых и полевошпатовых уртитов — ювитов — пироксеновых рисчорритов, отобранных из керна скважин 1ц, 2ц, 4ц, 1456 и 1494, пробуренных в пределах апатитового месторождения Расвумчорр в Хибинах (Агеева, 1999; 2002), а также новообразованного беталомоносовита из пегматитовой жилы в рисчоррите из Апатитового цирка горы Расвумчорр (материал М.Н. Соколовой), изученного ранее методами «мокрой» химии (Соколова и др., 1971_2). Образец из пегматита использовался также для уточнения кристаллической структуры. Результаты химического изучения акцессорных ломоносовитов и беталомоносовитов представлены в таблице 1 в порядке уменьшения содержания натрия (а.ф.). Анализы рассчитаны, исходя из суммы Si + Al = 4 а.ф. Исследованные образцы существенно варьируют по содержанию Na_2O (мас.%): в полевошпатовых уртитах — 29.60—17.63 (Na 9.23—5.42 а.ф.; 7.92 а.ф. в среднем), в ювитах — 25.94—9.86 (9.69—7.99 а.ф.; 8.85 а.ф.), в рисчорритах — 28.98—13.57 (9.74—4.21 а.ф.; 6.96 а.ф.), то есть наблюдается определенный типохимизм в распределении минералов группы ломоносовита в породах данного комплекса. Но в то же время устанавливается и перекрытие составов в выделенных группах пород, например, из содового горизонта в полевошпатовых уртитах (обр. 61/2ц, ан. 9 и 38), в рисчорритах (обр. 50/2ц, ан. 22, 35, 37, 39, 44 и обр. 136/2ц, ан. 5, 7, 25, 33), в малиньитах (обр. 502/1456, ан. 2, 19, 36). Это указывает на различия в интенсивности процессов замещения ломоносовита, на различия в скоростях выноса натрия и гидратации и на то, что равновесие в ходе преобразований в породах данного комплекса, скорее всего, не было достигнуто. Наиболее стабильный и близкий к ломоносовиту химический состав акцессорных минералов наблюдается в ювитах, тогда как в уртитах и рисчорритах распространены как ломоносовиты (реликтовые), так и беталомоносовиты (новообразованные), то есть образование беталомоносовита соответствует ранней стадии полевошпатизации в породах данного комплекса.

Содержание фосфора в то же время меняется мало P_2O_5 (мас.%): полевошпатовых уртитах — 15.15—11.59 (P 2.14—1.52 а.ф.; 1.66 а.ф. в среднем), в ювитах — 14.80—13.29 (2.07—1.79 а.ф.; 2.00), в рисчорритах — 16.95—11.91 (2.29—1.58 а.ф.; 1.96). Допуская наличие определенных погрешностей в определении натрия (выгорающего под зондом) и фосфора (определению которого мешает ниобий), приходится констатировать, что в данном случае мы имеем дело не с гипергенной мурманитизацией, а с иным процессом. На рисунке 3 можно видеть, что ломоносовиты и беталомоносовиты образуют две отдельные совокупности точек около реперов, соответствующих их теоретическим составам, но не имеют тренда к реперу состава мурманита. В то же время отдельные части одного того же зерна могут соответствовать как ломоносовиту, так и беталомоносовиту, как например, в образце 87/1ц из рисчорритов выделенные на рисунке 3 точки 1 и 2 (табл. 1 ан. 21 и 29).

Обращает на себя внимание повышенное содержание Nb_2O_5 (мас.%) в некоторых образцах как ломоносовита (3.76 — ан. 3; 5.18 — ан. 6; 9.00 — ан. 20), так и беталомоносовита (3.82 — ан. 28) при пониженном содержании TiO_2. Интересно, что при высоком изоморфном замещении титана ниобием в данной структуре часть натрия может замещаться на калий. Так, например, некоторые беталомоносовиты из пегматита горы Юкспор представляют собой калиево-ниобиевые разновидности (Nb_2O_5 12.69%, Nb 0.90 а.ф. и K_2O 1.85%, K 0.37 а.ф. — ан. 50; Nb_2O_5 15.26%, Nb 1.09 а.ф. и K_2O 0.86%, K 0.17 а.ф. — ан. 40).

Наиболее детально нами исследовался образец беталомоносовита из сборов М.Н. Соколовой в арфведсонит-полевошпатовой пегматитовой жиле в Апатитовом цирке Расвумчорра (обр. № 569). Микрозондовый химический его анализ приведен в таблице 2 (ан. 6) вместе с несколькими опубликованными ранее (Соколова и др., 1971_2), полученными классическим («мокрым») методом. Поскольку эти анализы (ан. 1—5) в оригинале были рассчитаны при сумме катионов, рав-

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 31

ной 16, они были пересчитаны нами при Si + Al = 4 а.ф.

Как видно из таблицы 2, химический состав этого беталомоносовита более-менее постоянный: сумма щелочных компонентов — около 6 а.ф., титана с изоморфными примесями — около 4, Si = 4, фосфора — около 2, но содержание кислорода варьирует в пределах 24—26, а водорода — 1—2 а.ф. (исключая голотипный образец из Ловозера). В целом это подтверждает соответствие хибинского беталомоносовита химической формуле: $Na_4Ti_4Si_4O_{18}$•$2NaH_2PO_4$.

Кристаллические структуры ломоносовита и беталомоносовита: общие черты и отличия

Кристаллическая структура ломоносовита расшифрована Р.К. Расцветаевой с соавторами (Расцветаева и др., 1971), а затем уточнена Н.В. Беловым с сотрудниками (Белов и др., 1977). Она детально обсуждалась в связи с ранее определенной А.Д. Халиловым с соавторами (Халилов и др., 1965$_1$; 1965$_2$; Халилов, 1989) и Р.К. Расцветаевой и В.И. Андриановым (Расцветаева, Андрианов, 1986) структурой мурманита, общими проблемами кристаллохимии и структурной топологии, а также особенностями генезиса мурманита (Белов, Органова, 1962; Белов, 1965; Халилов, Макаров, 1966). Кристаллическая структура беталомоносовита расшифрована и уточнена А.Д. Халиловым на ловозерском материале (Халилов, Макаров, 1966; Халилов, 1990) и Р.К. Расцветаевой на образце из Хибин (Расцветаева и др., 1975) и из Ловозера (Расцветаева, 1986; 1988; 1989).

Поскольку данные о рассматриваемых структурах были получены достаточно давно, и к настоящему времени открыт ряд новых представителей минералов ломоносовитовой группы, необходимо было их уточнение на современном методическом уровне, с ревизией кристаллохимических особенностей. Для структур ломоносовита и мурманита эта

Таблица 2. **Химический состав (мас.%) беталомоносовита из пегматитов в различной геологической обстановке**

№ ан.	1	2	3	4	5	6
SiO_2	25.18	25.51	25.05	26.07	25.22	25.27
TiO_2	25.01	28.80	28.58	28.77	27.64	30.43
ZrO_2	1.89	1.00	0.52	0.71	0.54	—
P_2O_5	16.12	15.12	14.31	14.55	14.86	14.49
Nb_2O_5	}4.78	1.10	1.70	1.16	1.17	1.01
Ta_2O_5		—	0.037	0.02	0.012	—
Al_2O_3	0.69	0.30	0.21	0.30	0.12	0.01
Fe_2O_3	2.38	3.27	3.37	2.75	3.87	3.04
FeO	Не обн.	—	0.28	—	0.16	—
MnO	1.40	0.37	0.03	0.35	0.78	0.48
MgO	0.22	0.20	0.34	0.35	0.22	0.33
CaO	0.62	2.01	2.88	2.68	3.04	3.19
Na_2O	17.13	18.28	17.68	17.63	16.19	19.90
K_2O	0.88	0.34	0.45	0.40	0.35	0.32
H_2O^+	}4.60	3.90	3.83	3.80	4.95	—
H_2O^-		Не обн.	Не обн.	0.70	Не обн.	—
F	—	0.59	0.50	0.43	0.64	0.53
$-O = F_2$	—	-0.25	-0.21	-0.19	-0.27	-0.22
Сумма	100.90	100.54	99.55	100.49	99.67	92.48

Эмпирические формулы, пересчитанные на Si + Al = 4 а.ф.

1. $(Na_{5.11}K_{0.17}Ca_{0.10})_{\Sigma=5.38}(Ti_{2.89}Nb_{0.33}Zr_{0.14}Fe_{0.28}Mn_{0.18}Mg_{0.05})_{\Sigma=3.87}(Si_{3.88}Al_{0.12})_{\Sigma=4}P_{2.10}O_{25.84}H_{4.72}$
2. $(Na_{5.48}K_{0.07}Ca_{0.33})_{\Sigma=5.88}(Ti_{3.35}Nb_{0.08}Zr_{0.08}Fe_{0.38}Mn_{0.05}Mg_{0.05})_{\Sigma=3.99}(Si_{3.95}Al_{0.05})_{\Sigma=4}P_{1.98}O_{24.74}H_{2.01}F_{0.29}$
3. $(Na_{5.42}K_{0.09}Ca_{0.49})_{\Sigma=6.00}(Ti_{3.40}Nb_{0.12}Zr_{0.04}Fe_{0.45}Mn_{0.00}Mg_{0.07})_{\Sigma=4.08}(Si_{3.96}Al_{0.04})_{\Sigma=4}P_{1.92}O_{24.83}H_{1.83}F_{0.25}$
4. $(Na_{5.17}K_{0.08}Ca_{0.45})_{\Sigma=5.70}(Ti_{3.28}Nb_{0.08}Zr_{0.05}Fe_{0.31}Mn_{0.05}Mg_{0.08})_{\Sigma=3.85}(Si_{3.95}Al_{l0.05})_{\Sigma=4}P_{1.86}O_{23.59}H_{1.19}F_{0.21}$
5. $(Na_{4.95}K_{0.07}Ca_{0.51})_{\Sigma=5.53}(Ti_{3.28}Nb_{0.08}Zr_{0.04}Fe_{0.48}Mn_{0.10}Mg_{0.05})_{\Sigma=4.03}(Si_{3.98}Al_{0.02})_{\Sigma=4}P_{1.98}O_{24.31}H_{1.24}F_{0.32}$
6. $(Na_{4.26}K_{0.06}Ca_{0.54})_{\Sigma=4.86}(Ti_{3.62}Nb_{0.07}Fe_{0.36}Mn_{0.06}Mg_{0.08})_{\Sigma=4.19}(Si_{4.00}Al_{0.00})_{\Sigma=4}P_{1.94}O_{23.77}F_{0.27}$

Примечания: 1 — Ловозерский массив, р. Тульбньюнуай, из пегматита в нефелин-содалитовых пойкилитовых сиенитах, аналитик М.Е. Казакова (Герасимовский, Казакова,1962); 2—6 — Хибинский массив, Апатитовый цирк месторождения Расвумчорр: 2 — из рисчоррита, 3—5 — из арфведсонит-полевошпатовых пегматитовых жил, секущих рисчорриты, аналитик Н.И. Забавникова (Соколова и др., 1971$_2$); 6 — то же, обр. № 569 из сборов М.Н. Соколовой, оригинал структурного уточнения в нашей работе, микрозондовый анализ.

В сумму ан. 3 входит 0.024 % SrO; в сумму ан. 5 входит 0.018 Li_2O, 0.013 Rb_2O, 0.0007 Cs_2O, 0.007 % SrO, аналитик Г.Е. Каленчук; в ан. 6 вода не определялась.

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 32

работа выполнена Ф. Камара с соавторами (Cámara *et al.*, 2008), но структура беталомоносовита, попавшего в список дискредитированных минералов, не уточнялась. Она была уточнена нами (Якубович и др., в печати) и в данном разделе детально сопоставляется со структурой ломоносовита.

К сожалению, структурно уточненный Ф. Камара с соавторами образец не может быть расценен как классический типовой материал ломоносовита, так как отобран из мелкораздробленной фракции ловозерского борнеманита — вторичного минерала, развивающегося здесь путем замещения ломоносовита, то есть происходит из совершенно иной геологической обстановки, чем хибинский ломоносовит, генетически тесно связанный с рассматриваемым беталомоносовитом. Однако исследования, проведенные ими на столь необычном и дефицитном материале, продемонстрировали мощь современных методов структурного анализа, позволили провести обоснованное выделение позиций и заселение их микропримесями и даже определить методом Мёссбауэра валентность железа. Кстати, соотношение Fe^{2+}/Fe^{3+} = 58/42 указывает на затянувшийся переход среды его образования от восстановительной к окислительной, тогда как ловозерский мурманит, структура которого также уточнена данными авторами, формировался в окислительной среде (все железо трехвалентное).

Эмпирическая формула структурно уточненного ломоносовита (Cameca SX100): $(Na_{9.50}Mn_{0.16}Ca_{0.11})_{\Sigma 9.77}(Ti_{2.83}Nb_{0.51}Mn_{0.27}Zr_{0.11}Mg_{0.11}Fe^{2+}_{0.10}Fe^{3+}_{0.06}Ta_{0.01})_{\Sigma 4.00}(Si_{2.02}O_7)_2(P_{0.98}O_4)_2(O_{3.50}F_{0.50})_{\Sigma 2}$, расчет на 26 (O + F), согласуется со структурной формулой $Na_{10}Ti_4(Si_2O_7)_2(PO_4)_2O_4$ (Z = 1). Параметры элементарной ячейки: a = 5.4170(7), b = 7.1190(9), c = 14.487(2)Å, α = 99.957(3)°, β = 96.711(3)°, γ = 90.360(3)°, V = 546.28(4)Å^3, $D_{расч.}$ = 3.175 г/см^3. Пространственная группа $P\bar{1}$ (Cámara *et al.*, 2008).

Кристаллическая структура хибинского беталомоносовита уточнялась нами на материале из пегматита в Апатитовом цирке горы Расвумчорр. Результаты микрозондового анализа (JEOL JXA-8200, табл. 2) рассчитываются на $(Na_{4.26}Ca_{0.54}K_{0.07})_{\Sigma 4.87}(Ti_{3.66}Nb_{0.07}Fe_{0.36}Mn_{0.07}Mg_{0.08})_{\Sigma 4.24}Si_4P_{1.96}O_{23.54}F_{0.27}$, при Si + Al = 4, что соответствует кристаллохимической формуле: $(Na_{4.42}Mn_{0.11}Ca_{0.71}K_{0.07})_{\Sigma 5.31}(Ti_{3.63}Nb_{0.03}Fe^{3+}_{0.34})_{\Sigma 4.00}O_2[(O,OH)_{0.79}F_{0.21}]_2[Si_{2.07}]_2[H_2PO_4]_2$. Параметры элементарной ячейки: a = 5.3184(3), b = 7.0869(5), c = 14.4490(10)Å, α = 102.944(7)°, β = 96.367(7)°, γ = 90.331(6)°, V = 527.22(6)Å^3, $D_{расч.}$ = 2.91 г/см^3. Пространственная группа $P\bar{1}$.

Сопоставление структур показывает следующее.

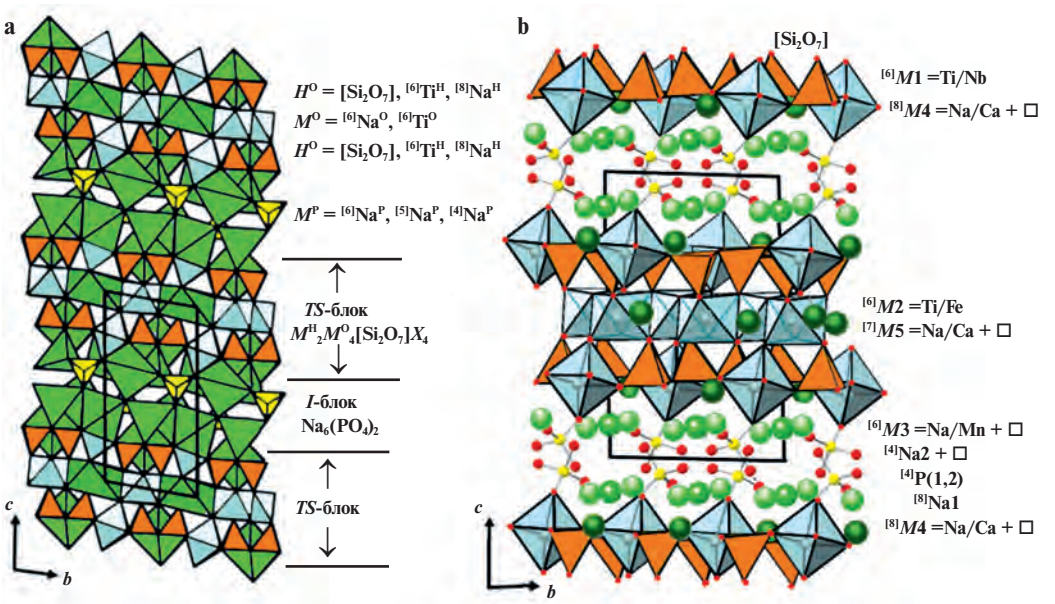


*Рис. 4. Сопоставление кристаллических структур ломоносовита, по Ф. Камара с сотрудниками (Cámara et al., 2008), и беталомоносовита, по нашим данным (Якубович и др., в печати): a — структура ломоносовита в проекции на (100), чередование вдоль оси c титано-силикатных (**TS**), гетерополиэдрических (**I**) и натро-фосфатных $Na_6(PO_4)_2$ блоков; b — структура беталомоносовита, вид вдоль диагонали грани ab, чередование тех же блоков вдоль оси c; прямоугольниками выделены элементарные ячейки, красно-оранжевым цветом — диортогруппы Si_2O_7, синим — Ti-октаэдры, зеленым — Na-полиэдры различной координации, желтым — P-тетраэдры, красными кружками — атомы кислорода.*

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 33

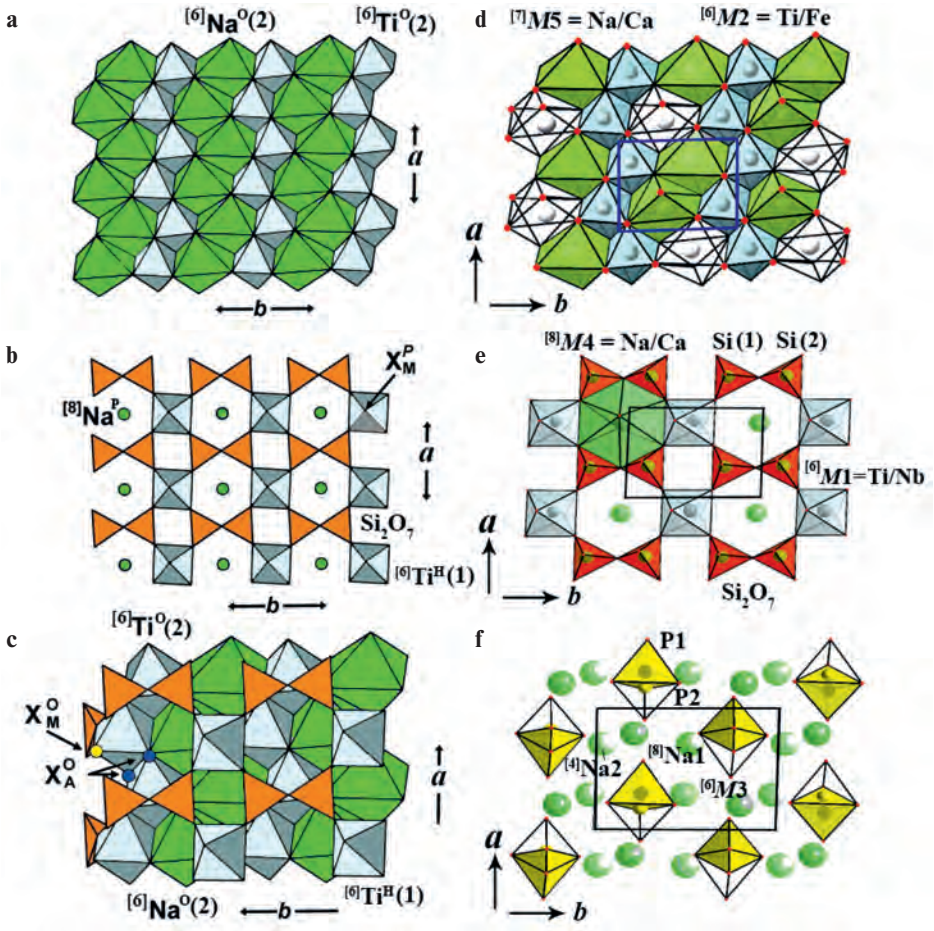


*Рис. 5. Сопоставление в проекции перпендикулярно оси [001] кристаллических структур ломоносовита (a–c), по Ф. Камара с сотрудниками (Cámara et al., 2008), и беталомоносовита (d–f), по нашим данным (Якубович и др., в печати): a — плотно упакованные титановые и натриевые октаэдры октаэдрического O-слоя **TS**-блока в ломоносовите; b — диортогруппы Si_2O_7, Ti-октаэдры и Na-восьмивершинники гетерополиэдрического H-слоя **TS**-блока; c — сочленение октаэдрического и гетерополиэдрического слоев в **TS**-блоке, показаны узловые атомы кислорода в титановых и натриевых полиэдрах X^P_M, X^O_M и X^O_A (см. текст); d — возможные варианты распределения вакансий в Na-полиэдрах октаэдрического O-слоя **TS**-блока в беталомоносовите; e — титано-силикатная «кольчуга» гетерополиэдрического H-слоя **TS**-блока с Na-восьмивершинниками в пустотах; f — дефектный натро-фосфатный слой $\{Na_{3.00}Mn^{2+}_{0.11}[H_2PO_4]_2\}$ в беталомоносовите, с оксокомплексами $[(P_2O_4)_{0.5}O_2]$ из двух вставленных друг в друга фосфатных тетраэдров с альтернативным заполнением.*

Ломоносовит относится к диортосиликатам. Согласно (Cámara *et al.*, 2008), в основе его структуры лежат титано-силикатные блоки ***TS***, описываемые формулой $A^P{}_2M^H{}_2M^O{}_4(Si_2O_7)_2X_4$, чередующиеся в направлении оси c с промежуточными блоками ***I***, соответствующими по составу $Na_6(PO_4)_2$ (рис. 4*a*). В ***TS***-блоке выделяют: октаэдрический O-слой из тесно упакованных октаэдров $M^O(2)$ — $^{[6]}Ti^O(2)$ и $^{[6]}Na^O(2)$, в виде брукитоподобных цепей $(Ti_2O_8)^{8-}$, сочлененных с октаэдрами натрия в аналогичной конфигурации, находящихся в отношении Ti:Na = 1:1 (Na_2Ti_2 на ячейку) (рис. 5*a*), и гетерополиэдрический слой *H*, из M^H-полиэдров — $^{[6]}Ti^H(1)$-октаэдров, связанных с Si_2O_7-диортогруппами и восьмивершинниками $^{[8]}Na^H(1)$ (рис. 5*b*). Условно выделяют соединительный *P*-слой, поскольку две Si_2O_7-диортогруппы через атомы кислорода связаны с ближайшими $^{[6]}Ti^O(2)$-октаэдрами брукитовых цепей (рис. 5*c*), а $^{[6]}Ti^H(1)$-октаэдр разделяет общую вершину, занятую кислородом $X^O{}_M$ = O(8), с тремя октаэдрами *O*-слоя: двумя $^{[6]}Na^O(2)$ и одним $^{[6]}Ti^O(2)$ (рис. 5*b* и 5*c*). В ***I***-блоке находится фосфор в тетраэдрической координации, связанный с полиэдрами натрия трех типов — $^{[6]}Na(3)$, $^{[4]}Na(4)$ и $^{[5]}Na(5)$ (рис. 4*a*).

Как указывалось выше, идеальная структурная формула ломоносовита без учета изо-

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 34

Таблица 3. **Сопоставление катионных позиций в кристаллических структурах ломоносовита (Cámara *et al.*, 2008) и беталомоносовита (наши данные) в обозначениях разных авторов и их заселенность**

Ломоносовит (Cámara *et al.*, 2008)		Беталомоносовит (Якубович и др., 2014)	
$M^{O}(1) = {}^{[6]}Ti^{O}(2)$	1.31 Ti + 0.22 Mn^{2+} + 0.20 Nb + 0.11 Zr + 0.05 Fe^{2+} + 0.11 Mg = 2.00	$M2^{[6]}$	1.66 Ti + 0.34 Fe = 2.00
$M^{O}(2) = {}^{[6]}Na^{O}(2)$	1.95 Na + 0.05 □ = 2.00	$M5^{[7]}$	0.63 Na + 0.37 Ca + 1.00 □ = 2.00
$M^{H} = {}^{[6]}Ti^{H}(1)$	1.52 Ti + 0.05 Mn^{2+} + 0.31 Nb + 0.01 Ta + 0.06 Fe^{3+} + 0.05 Fe^{2+} = 2.00	$M1^{[6]}$	1.97 Ti + 0.03 Nb = 2.00
$A^{P} = {}^{[8]}Na(1)$	1.95 Na + 0.05 □ = 2.00	$M4^{[8]}$	0.78 Na + 0.34 Ca + 0.88 □ = 2.00
${}^{[4]}P$	2.00 P	$P1^{[4]}$	1.00 P
		$P2^{[4]}$	1.00 P
${}^{[5]}Na(5)$	2.00 Na	$M3^{[6]}$	0.76 Na + 0.12 Mn + 1.12 □ = 2.00
${}^{[6]}Na(3)$	1.89 Na + 0.11 Ca = 2.00	$Na1^{[8]}$	2.00 Na
${}^{[4]}Na(4)$	1.71 Na + 0.16 Mn^{2+} + 0.13 □ = 2.00	$Na2^{[4]}$	0.24 Na + 1.76 □ = 2.00

Примечание. Для сопоставления с ломоносовитом заселенность позиций в беталомоносовите показана также на полную ячейку, то есть удвоена; при этом лучше проявляется наличие вакансий в его структуре.

морфных примесей: $Na_{10}Ti_4(Si_2O_7)_2(PO_4)_2O_4$ (Z = 1). Обе Ti-позиции содержат примеси Nb, Fe, Mn и Mg, но ${}^{[6]}Ti^{H}(1)$-октаэдр является доминантно-титановым.

В восьмивершинниках ${}^{[8]}Na^{H}(1)$ и октаэдрах ${}^{[6]}Na^{O}(2)$ наблюдаются небольшие вакансии $\square_{0.05}$ на ячейку, а в октаэдрах ${}^{[6]}Na(3)$ ***I***-блока содержится 0.11 а.ф. Ca, и в натриевых тетраэдрах ${}^{[4]}Na(4)$ — 1.71 Na + 0.16 Mn^{2+} + 0.13 □. Расчет валентных усилий показывает, что в отличие от позиции X^{O}_{M}, связанной с Ti(1) в *H*-слое и Ti(2) и двумя Na(2) в *O*-слое, которая занята только атомом кислорода (рис. 5*c*), в позиции X^{O}_{A} = O(9), связанной с двумя атомами Ti(2) и атомом Na(2) в *O*-слое и атомом Na(1) в *H*-слое, валентное усилие меньше (1.84 против 2.05 в.е.), что согласуется с представлением о замещении части кислорода на фтор согласно реакции: $Ti^{4+} + O(9)^{2-} \rightarrow M^{2+} + F^{-}$ с замещением титана в позиции $Ti^{O}(2)$ на двухвалентные элементы — $Mn_{0.22}Mg_{0.11}Fe^{2+}_{0.05}$ (0.38 а.ф.).

Уточнение кристаллической структуры беталомоносовита (Якубович и др., в печати) показало, что она отличается рядом особенностей (табл. 3). В слоях *O* ***TS***-блоков титановые позиции $M2^{[6]}$, соответствующие $M^{O}(1) = {}^{[6]}Ti^{O}(2)$ в ломоносовите (рис. 4*b*), также полностью заполнены, но с примесью только железа, тогда как чисто натриевые октаэдры $M^{O}(2) = {}^{[6]}Na(2)$ ломоносовита в беталомоносовите превращены в семивершинники $M5^{[7]}$ и заняты Na с примесью Ca, но только наполовину, а вторая их половина вакантна (рис. 5*d*). В слоях *H* ***TS***-блоков доминантные титановые $M1^{[6]}$-октаэдры, соответствующие октаэдрам $M^{H} = {}^{[6]}Ti^{H}(1)$ ломоносовита, заняты также полностью, но только титаном и ниобием, а в чисто натриевые восьмивершинники $A^{P} = {}^{[8]}Na(1)$, обозначенные у нас как $M4^{[8]}$, также входит Ca, и почти половина их вакантна (рис. 5*e*).

Следовательно, содержание титана в ***TS***-блоках беталомоносовита повышено, а натрий частично замещен кальцием и почти наполовину вынесен из структуры. Впрочем, кристаллохимический анализ в данном случае следует проводить с осторожностью, так как сопоставляется состав изоморфных примесей в минералах из разной геологической обстановки, что может быть обусловлено чисто геохимическими особенностями минералообразующей среды. Дополнительное сопоставление со структурой мурманита из Ловозера (Cámara *et al.*, 2008) показывает, что общим в рассматриваемых минералах ломоносовитовой группы является наибольшее заселение разнообразными изоморфными примесями октаэдра $Ti^{O}(2)$ в брукитовых цепочках, тогда как октаэдр $Ti^{H}(1)$, соединенный с диортогруппами Si_2O_7, всегда доминантно-титановый. Повышенное содержание микропримесей наблюдается и в сочлененных с титаном позициях натрия, причем $Na^{O}(2)$ может содержать не только Ca, но и Mn, а в восьмивершинниках $Na^{P}(1)$, где Ф. Камара с соавторами обнаружил в мурманите даже калий, этот элемент может размещаться и в структурах хибинских ломоносовитов и беталомоносовитов, в которых найдены повышенные содержания калия и ниобия (табл. 1). Для данных позиций натрия в ломоносовите и мурманите характерны и небольшие вакансии. Однако количественно они несопоставимы с вакансиями в структуре исследованного беталомоносовита с Расвумчорра, что несомненно является *наиболее существенной его особенностью*.

Наблюдаемые различия в строении промежуточного ***I***-блока в структуре беталомо-

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 35

носовита по сравнению с ломоносовитом подчеркивают эту особенность (табл. 3). Чисто натриевому пятивершиннику [5]Na(5) в ломоносовите соответствует октаэдр *M*3[6] в беталомоносовите, заполненный менее чем наполовину и загрязненный марганцем (0.762 Na + 0.118 Mn + 1.12 □). Полиэдром с таким заполнением и небольшой вакансией в ломоносовите был тетраэдр [4]Na(4) (1.71 Na + 0.16 Mn + 0.13 □). В беталомоносовите ему соответствует [4]Na2, заполненный натрием лишь на $^1/_8$ (0.24 Na + 1.76 □). А чисто натриевым становится восьмивершинник [8]Na1, бывший в ломоносовите октаэдром и содержащий кальций ([6]Na(3) = 1.89 Na + 0.11 Ca). То есть происходит существенная реорганизация Na-полиэдров: тетраэдры сохраняются (Na(4) → Na2), а ломоносовитовые пятивершинник Na(5) и октаэдр Na(3) превращаются соответственно в октаэдр и восьмивершинник *M*3 и Na1 (рис. 5*f*). Согласно Р.К. Расцветаевой с сотрудниками (1975), в данном блоке выделялись две пары восьмивершинников Na_6 и Na_7 и нарушающий центросимметричность структуры непарный октаэдр Na_5. Таким образом, в ***I***-блоке беталомоносовита происходит значительная перегруппировка Na-полиэдров (выделяемых разными исследователями по-разному) и значительно уменьшается степень их заполнения (возрастает число вакансий = 2.88 □).

Существенным является и расщепление позиции фосфора, что также было отмечено ранее Р.К. Расцветаевой с соавторами (1975). По их данным: положение P_2 соответствовало ломоносовитовому, а второй (P_1) был развернут в обратную сторону, что при их сочленении образовывало фосфорно-кислородную цепочку. В нашем варианте структуры показано, что расщепление позиций фосфора на P1 и P2 происходит на недопустимо коротком расстоянии 0.53Å, и следовательно, они могут заселяться с вероятностью 50%, так же как и две вершины из четырех, занятые атомами кислорода O12 и O12A и O13 и O13A во вставленных друг в друга фосфатных тетраэдрах, что приводит к образованию в усредненной структуре ортокомплексов $[(P_2O_4)_{0.5}O_2]$ (рис. 5*f*). Дефицит валентных усилий, а также завышенные O – P расстояния для этих атомов кислорода (0.66 – 1.00 в.е. и 1.513 – 1.547Å) относительно остальных атомов O11 и O4 в P-тетраэдрах (соответственно 1.61 и 1.96 в.е. и 1.497 – 1.508Å) дают основание считать, что они превращены в OH-группы и являются донорами водородных связей, связывающих ортокомплексы с Na-полиэдрами.

Таким образом, беталомоносовит существенно отличается по положению водородных атомов в структуре как от ломоносовита, так и от мурманита. Согласно Ф. Камара с соавторами (Cámara *et al.*, 2008), в мурманите блоки ***TS*** связаны через внешние анионы X^p_M титановых M^H = Ti(1)-октаэдров и X^p_A-натриевых A^p = Na(1)-восьмивершинников, в которых атомы кислорода O(10) и O(11) соответственно заменены на H_2O-группы, и возникает донорно-акцепторная водородная связь между атомами кислорода разных противоположно ориентированных H_2O-групп или с незамещенными атомами кислорода O(2)a и O(4)a. Гидроксильные группы в структуре мурманита отсутствуют.

О гидратации ломоносовита и положении воды в структуре. Термический анализ

Впервые гипотеза о вторичной природе мурманита – образовании его в результате выщелачивания натрия и гидратации – была высказана И.Д. Борнеман-Старынкевич (1946) и экспериментально подтверждена опытами Н.И. Забавниковой (1967), в ходе которых измельченный ломоносовит в течение года обрабатывался водой при комнатной температуре, и натрий и фосфор покидали минерал в связанном состоянии в виде ортофосфата натрия Na_3PO_4 до полной потери натриево-фосфатной составляющей. При этом степень замещения ломоносовита мурманитом зависела от степени истирания материала и времени его обработки водой. Схема, предложенная И.Д. Борнеман-Старынкевич и Н.И. Забавниковой, прочно вошла в литературу в качестве основы для объяснения псевдоморфной природы мурманита.

Недавно аналогичные опыты по гидролизу ломоносовита и катионному обмену были проведены Е.А. Селивановой (Selivanova *et al.*, 2008; Селиванова, 2012), но, к сожалению, с меньшей тщательностью (образцы выдерживались при комнатной температуре всего лишь 0.5 – 48 часов или при 74 – 80°C 1 – 100 часов). Удивительно, что при таком эксперименте она вообще получила какой-то эффект, тем более, что при этом удалось установить зависимость степени гидратации от содержания микропримесей в структуре ломоносовита. Тем не менее Е.А. Селиванова возражает против классических представлений о псевдоморфной природе мурманита как продукта гипергенного изменения ломоносовита, что, естественно, вызвало в литературе дискуссии.

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 36

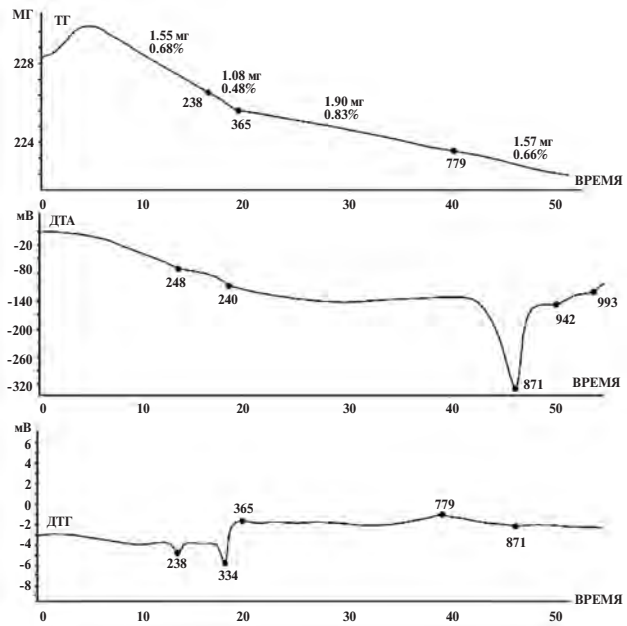
Опыты были повторены И.С. Лыковой с соавторами (Лыкова и др., 2012) для ломоносовита и беталомоносовита в навесках 75 мг, раздробленных до 0.5 – 1.5 мм, в дистиллированной воде при комнатной температуре в течение 1000 часов. Данные опыты показали, что изменения в дистиллированной воде при комнатной температуре проходят крайне медленно, и для получения ожидаемого эффекта необходимо геологическое время. При температуре 90°C скорость выщелачивания натрия и фосфора из промежуточного слоя в структуре ломоносовита возрастает: содержание Na уменьшается от 9.5 до 5.4 – 3.0 а.ф., P – от 2.0 до 0.7 – 0.6 а.ф., то есть скорость выноса натрия существенно превышает скорость выноса фосфора. При этом d_{001} в конечной фазе меняется от 14.2 до 12.7Å.

Для нас важно, что, во-первых, выщелачивание Na и P из беталомоносовита идет примерно с вдвое меньшей скоростью, чем из ломоносовита: за 6 месяцев из фракции от -0.25 до +0.1 мм при комнатной температуре было извлечено всего 0.4% P_2O_5 и 0.5% Na_2O, тогда как из ломоносовита соответственно – 2.0 и 3.3%, то есть беталомоносовит более устойчив к воздействовавшим на него нейтральным растворам, чем ультраагпаитовый ломоносовит. Во-вторых, в данных (низкотемпературных) условиях Na выщелачивается только из натро-фосфатного промежуточного слоя структуры ломоносовита, но не уходит из титано-силикатного слоя, как это установили Е.А. Селиванова с соавторами. Данные И.С. Лыковой с сотрудниками подверждают классический вывод, что мурманитизация ломоносовита может происходить при воздействии нейтральных или слабо кислых низкотемпературных растворов, хотя для этого требуется длительное время. Более прочное соединение натрий-фосфатных группировок в беталомоносовите, чем в ломоносовите, объяснялось ранее наличием водородных связей, что характерно для кислых солей состава Na_2HPO_4 или NaH_2PO_4 (Соколова и др.,1971_2; Расцветаева и др., 1975). В отличие от мурманитизации, образование беталомоносовита по ломоносовиту является более высокотемпературным процессом, идущим в высокощелочной среде, хотя и с существенным выносом натрия. Полученные нами структурные данные указывают на то, что натрий при этом выносится как из промежуточного ***I***-слоя, так и из титано-силикатного ***TS***-слоя.

Нами были получены также новые данные о термическом поведении минералов группы ломоносовита. Термограммы снимались на дериватографе Q-1500D (производства МОМ, Венгрия), оснащенном программно-аппаратным комплексом для приема и обработки данных «Экохром», в диапазоне температур 25 – 1000°C. Съемка проводилась в платиновых тиглях со скоростью нагрева 15 град/мин, с эталоном 200 мг Al_2O_3, на воздухе.

Термограмма ломоносовита (рис. 6*а*) получена из навески в 228 мг. Кривая ДТА ло-

6а



NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 37

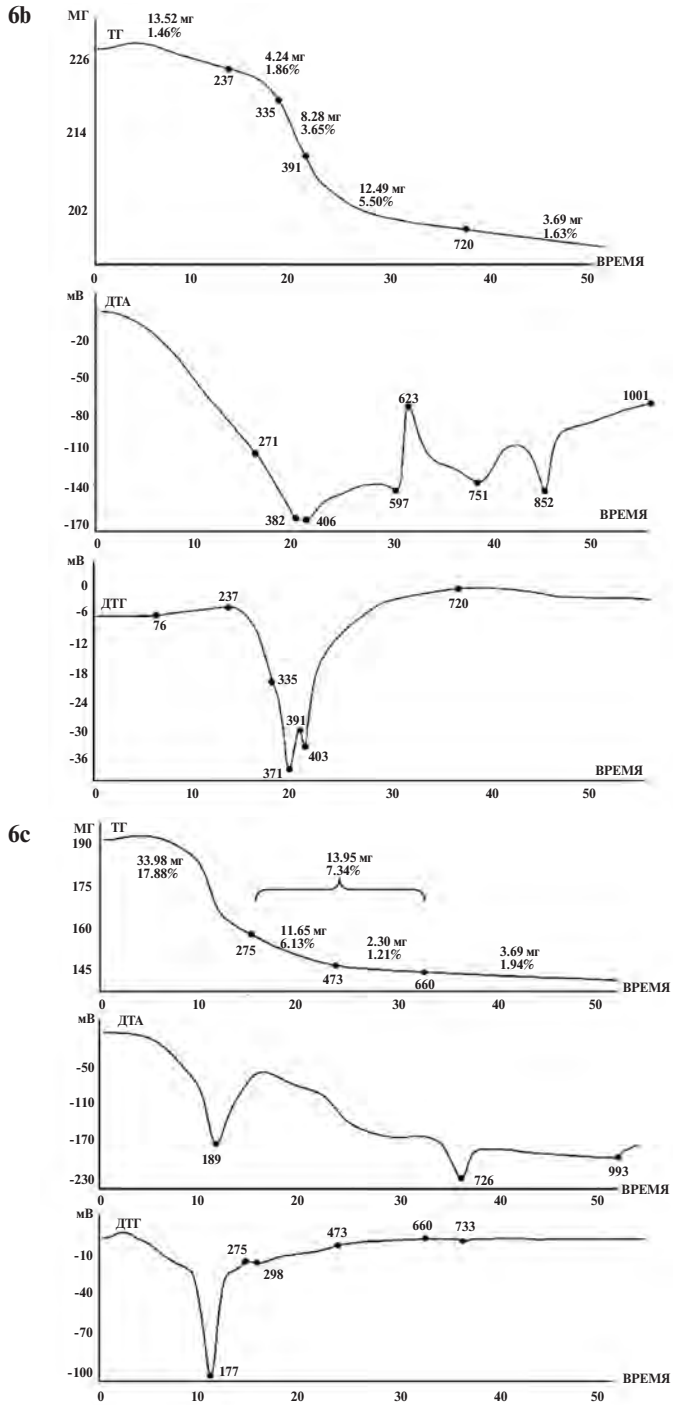


Рис. 6. Термограммы минералов ломоносовитовой группы, по данным авторов:
a — ломоносовита (навеска 228 мг, общая потеря массы 6.04 мг, 2.65 %);
b — беталомоносовита (навеска 227 мг, общая потеря массы 32.04 мг, 14.10 %);
c — мурманита (навеска 190 мг, общая потеря массы 57.62 мг, 27.16 %).
Дериватограф Q-1500D (МОМ, Венгрия), 25—1000°С, платиновые тигли, скорость нагрева 15 град/мин, эталон 200 мг Al_2O_3, съемка на воздухе. Аналитик П.М. Карташов.

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 38

моносовита характеризуется одним выраженным высокотемпературным эндотермическим пиком при 871°C, отвечающим плавлению минерала, и двумя слабыми эндотермическими эффектами при 941 и 992°C, не сопровождающимися потерей массы и отражающими затраты энергии на процессы, происходящие уже в расплаве ломоносовита. Возможно, что эта энергия была затрачена на перестройку кристаллических кластеров, состоящих из тетраэдров SiO_4 и PO_4. В низкотемпературной области кривой отмечаются два незначительных перегиба при 248 и 250°C, сопровождающиеся незначительными потерями массы в 0.68 и 0.48 мас.%. Они, по-видимому, связанны с испарением гидроксильной воды и NaF.

Термограмма беталомоносовита принципиально отличается от ломоносовитовой (рис. 6*b*). Она получена из навески 227 мг. Кривая ДТА характеризуется глубоким тройным эндотермическим эффектом в интервале 237—550°C с перегибом на 271°C и минимумами при 382 и 406°C. Затем следует четкий экзотермический эффект с максимумом при 625°C, отвечающий перестройке структуры минерала, а за ним — два симметричных эндотермических эффекта с максимумами при 761 и 852°C, не сопровождающиеся потерями массы и соответствующие двум этапам плавления минерала. На кривой ДТГ видно, что основная потеря массы (11.01 мас.%) происходит в три этапа (1.86, 3.65 и 5.50 мас.%) в интервале 237—720°C. Эта потеря веса связана с удалением из минерала воды (гидроксильной, связанной с гидрофосфат-ионом), испарением NaF и фосфорной кислоты. Два последних процесса, по-видимому, продолжаются и после плавления минерала, но в существенно меньших объемах. На кривой ТГ видно, что высокотемпературная потеря массы происходит равномерно и не коррелирует с высокотемпературными эндотермическими пиками на ДТА.

Термограмма мурманита (рис. 6*c*) получена из навески 190 мг. Она резко отлична от термограммы ломоносовита и беталомоносовита как по форме, так и по величине потери массы (27.16 мас.%). Кривая ДТА мурманита характеризуется мощным симметричным эндотермическим эффектом при 275°C, которому отвечает потеря веса в 17.88 мас.%, связанная с потерей минералом воды. Затем следует ярко выраженный перегиб кривой при 450°C, соответствующий главному этапу потери веса. Четкий симметричный эндотермический эффект с максимумом при 726°C соответствует плавлению минерала. Плавление сопровождается потерей остатков воды (1.94 мас.%), что выражается в небольшом пике с максимумом 733°C на кривой ДТГ. Далее на кривой ДТА следует четкий перегиб при 993°C, связанный с затратами энергии на структурную перестройку в расплаве мурманита. Анализ кривой ДТГ позволяет нам утверждать, что в структуре мурманита присутствуют два типа воды: слабосвязанная (17.88 мас.%), удаляющаяся быстро в узком интервале температур с максимумом при 177°C, вплоть до 275°C, и прочно связанная (7.34 мас.%), постепенно выделяющаяся затем практически до плавления минерала.

Таким образом, изученные минералы характеризуются резко отличными друг от друга термическими кривыми. Общая потеря веса при нагревании закономерно возрастает в ряду ломоносовит → беталомоносовит → мурманит (2.65, 14.10 и 27.16 мас.% соответственно). Однако анализ термограмм не позволяет считать беталомоносовит промежуточным продуктом процесса превращения ломоносовита в мурманит с выщелачиванием натрия и гидратации. В первую очередь об этом свидетельствует экзотермический эффект на кривой ДТА беталомоносовита, соответствующий перестройке структуры минерала, сопровождающейся существенным выделением энергии. Если бы беталомоносовит был промежуточным звеном в ряду ломоносовит → мурманит, мы бы могли наблюдать сопоставимый или еще более ярко выраженный выброс энергии, связанный с перекристаллизацией крайнего члена ряда. Однако этого не наблюдается не только в наших экспериментах, но и на термических кривых ломоносовита и мурманита, опубликованных ранее. В целом наши результаты дополняют данные предыдущих исследователей, обычно прекращавших нагрев образцов до начала плавления минералов.

О статусе беталомоносовита

Вопрос о дискредитации беталомоносовита имеет непростую историю. Выступая от имени созданной в 1959 г. Комиссии по новым минералам и названиям минералов Международной минералогической ассоциации (КНМНМ ММА) с ревизией минералов, открытых в 1959—1960 гг. и не прошедших процедуру утверждения их данной Комиссией, Х. Виллароэль и Н. Джоэль (Villarroel, Joel, 1967) достаточно осторожно подошли к этому вопросу, по-видимому, понимая важность терминов β-ломоносовит и метамурманит, и сохранили их со «значимостью» 60% или вы-

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 39

ше, дискредитировав в то же время понятия металомоносовит (= β-ломоносовит) и ортоломоносовит (= ломоносовит). В аналогичной публикации Е.Х. Никеля и Дж.А. Мандарино (Nickel, Mandarino, 1988) беталомоносовит безапелляционно помещен уже в список дискредитированных названий минералов, что вызывает удивление, так как, во-первых, к тому времени этот минерал был уже достаточно хорошо изучен, и этот термин прочно вошел в литературу по минералогии щелочных комплексов, а во-вторых, в качестве аргумента его дискредитации приводилась ссылка на вышеуказанную статью 1967 г., в которой, как мы видели выше, ничего не говорилось о его дискредитации.

Не столь важно, будет ли беталомоносовит признан этой Комиссией в качестве самостоятельного минерального вида или разновидности ломоносовита — необходимо, чтобы этот термин не пропал для науки при номенклатурных изменениях, хотя, по нашему мнению, оснований для признания его минеральным видом гораздо больше, чем для многих «новых минералов», утвержденных данной Комиссией в последнее время с использованием только рекомендуемых ею формальных химических и кристаллохимических критериев, без учета генетической составляющей — анализа условий образования и области существования описываемого минерала и его значимости для геологических наук о природном веществе.

К сожалению, с ломоносовитом и беталомоносовитом произошла хорошо известная минералогам история обобщения и формализации данных при выделении минеральных видов, в результате которых минерал вырывается из конкретной породившей его геологической системы, превращается из реального природного химического соединения в отвлеченное понятие, оторванное от условий его образования и последующего существования в определенном поле стабильности, в пределах которого за геологическое время происходит изменение его химического состава, структуры и физических свойств в соответствии с изменением физико-химических параметров минералообразующей и затем минералосохраняющей среды.

Выводы

Полученные авторами новые данные и проведенный ими детальный анализ состояния данного вопроса подтверждают необходимость восстановления в правах необоснованно дискредитированного термина беталомоносовит. Этот минерал существенно отличается по химическому составу, структурным особенностям и физическим свойствам как от ломоносовита, с которым его формально пытаются объединить в современной минералогической номенклатуре исследователи, недостаточно знакомые с нюансами минералогии щелочных комплексов, так и от мурманита, с которым его нередко объединяют в единый изоморфный ломоносовит-мурманитовый ряд, где беталомоносовит не является крайним соединением. Он действительно генетически связан с ломоносовитом, но образуется не в результате гипергенного его изменения, как мурманит, а в процессе метасоматического преобразования ломоносовита, перекристаллизации и кристаллизации в совершенно иных, специфических условиях высокотемпературной фенитизации пород щелочных магматических комплексов при меняющейся щелочности-основности минералообразущих флюидных растворов. То есть данный минерал может быть обоснованно выделен в самостоятельный минеральный вид, характеризующийся дискретностью химического состава и структурных особенностей, с определенным полем стабильности и изученными вариациями состава, происходящими при изменении характера минералообразующей и минералосохраняющей среды.

Благодарности

Авторы благодарят М.Н. Соколову за предоставление образцов ранее детально изученного беталомоносовита из пегматитов Расвумчорра для структурных исследований и постоянный интерес к данной работе.

Литература

Агеева О.А. Типоморфизм акцессорного ломоносовита из пород Хибинского массива // Зап. РМО. **1999**. Ч. 128. № 2. С. 99—104.

Агеева О.А. Типоморфизм акцессорных минералов и эволюция минералообразования в породах комплекса рисчорритов (Хибинский массив). Дисс.на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН. **2002**. 180 с.

Агеева О.А., Боруцкий Б.Е. К типоморфизму минералов группы ломоносовита // Минералогия на пороге XXI века. Тез. докл. год. сессии МО ВМО. М.: ВИМС. **1997**. С. 4.

Белов Н.В. Очерки по структурной минералогии. XVI. Мурманит // Минерал. сб. Львовск. геол. общ. **1965**. № 19. Вып. 3. С. 295—305.

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 40

Белов Н.В., Гаврилова Г.С., Соловьева Л.П., Халилов А.Д. Уточненная структура ломоносовита // Докл. АН ССР. **1977**. Т. 235. № 5. С. 1064—1067.

Белов Н.В., Органова Н.И. Кристаллохимия и минералогия группы ломоносовита в свете кристаллической структуры ломоносовита // Геохимия. **1962**. № 1. С. 6—14.

Борнеман-Старынкевич И.Д. О химической природе мурманита // Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. М.: АН СССР. **1946**. С. 66—74.

Боруцкий Б.Е. Породообразующие минералы высокощелочных комплексов. М.: Наука. **1988**. 212 с.

Боруцкий Б.Е. Современные представления о природе и геологической истории формирования пород Хибинского массива (Критическое сопоставление предлагавшихся гипотез и комментарии к ним) // Уникальные объекты Кольского полуострова: Хибины. Тр. Всерос. (с межд. уч.) науч.-практ. конф., посвященной 80-летию Кольского НЦ РАН. Апатиты. **2010**. С. 7—30.

Боруцкий Б.Е. Очерки по фундаментальной и генетической минералогии: 6. Опыт использования детальных минералогических исследований для решения проблем петрогенезиса и рудогенезиса на примере Хибинского массива // Новые данные о минералах. **2012**. Вып. 47. С. 128—157.

Буссен И.В., Сахаров А.С. Петрология Ловозерского щелочного массива. Л.: Наука. **1972**. 296 с.

Власов К.А., Кузьменко М.В., Еськова Е.М. Ловозерский щелочной массив. М.: АН СССР. **1959**. 623 с.

Герасимовский В.И. Ломоносовит — новый минерал // Докл. АН СССР. **1950**. Т. 70. № 1. С. 83—86.

Герасимовский В.И., Казакова М.Е. Беталомоносовит // Докл. АН СССР. **1962**. Т. 142. № 3. С. 670—673.

Гуткова Н.Н. Новый титано-силикат — мурманит из Ловозерских тундр // Докл. АН СССР. Сер. А. **1930**. № 27. С. 731—736.

Дорфман М.Д. Минералогия пегматитов и зон выветривания в ийолит-уртитах горы Юкспор Хибинского массива. М., Л.: АН СССР. **1962**. 168 с.

Дудкин О.Б. Особенности строения гигантского пегматитового тела в ийолит-уртитах г. Юкспор (Хибины) // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Кировск: Кол.ФАН СССР. **1959**. Вып. 1. С. 14—19.

Дудкин О.Б., Козырева Л.В., Померанцева Н.Г. Минералогия апатитовых месторождений Хибинских тундр. М., Л.: Наука. **1964**. 236 с.

Еськова Е.М. О минералах группы ломоносовита — мурманита // Тр. ИМГРЭ АН СССР. **1959**. Вып. 2. С. 110—123.

Забавникова Н.И. Обработка водой минералов группы ломоносовита // Методы химического анализа и химический состав минералов. М.: Наука. **1967**. С. 69—78.

Зотов И.А. Трансмагматические флюиды в магматизме и рудообразовании. М.: Наука. **1989**. 214 с.

Куплетский Б.М. К минералогии Хибинских тундр // Докл. АН СССР. Сер. А. **1930**. № 13. С. 331—336.

Куплетский Б.М. Кукисвумчорр и прилегающие к нему массивы центральной части Хибинских тундр по съемкам 1929 и 1930 гг. // Тр. СОПСМ. **1932**. Вып. 2. С. 5—62.

Лыкова И.С., Чуканов Н.В., Пеков И.В., Червонная Н.А., Япаскурт В.О. Гидратация фосфатосиликатов семейства ломоносовита: кинетика и механизм // Кристаллическое и твердое некристаллическое состояние минерального вещества: проблемы структурирования, упорядочения и эволюции структуры. Матер. минерал. сем. Сыктывкар: Геопринт. **2012**. С. 140—141.

Минералогия Хибинского массива / Ред. акад. Ф.В. Чухров / Т. 2. (Минералы). М.: Наука. **1978**. 586 с.

Минералы Хибинских и Ловозерских тундр / Ред.: акад. А.Е. Ферсман, проф. Н.А. Смольянинов, Э.М. Бонштедт / М., Л.: АН СССР. **1937**. 563 с.

Платонов А.Н. Природа окраски минералов. Киев: Наукова думка. **1976**. 264 с.

Расцветаева Р.К. Кристаллическая структура ловозерского беталомоносовита // Кристаллография. **1986**. Т. 31. №. 6. С. 1070—1075.

Расцветаева Р.К. Кристаллическая структура неупорядоченной модификации беталомоносовита // Зап. ВМО. **1988**. Ч. 117. № 6. С. 696—705.

Расцветаева Р.К. О структурных превращениях в беталомоносовите // Кристаллография. **1989**. Т. 34. № 4. С. 880—884.

Расцветаева Р.К., Андрианов В.И. Новые данные о кристаллической структуре мурманита // Кристаллография. **1986**. Т. 31. № 1. С. 82—87.

Расцветаева Р.К., Симонов В.И., Белов Н.В. Кристаллическая структура ломоносовита $Na_5Ti_2[Si_2O_7][PO_4]O_2$ // Докл. АН СССР. Сер. физич. **1971**. Т. 197. № 1. С. 81—84.

Расцветаева Р.К., Сирота М.И., Белов Н.В. Кристаллическая структура беталомоно-

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 41

совита // Кристаллография. **1975**. Т. 20. С. 259—264.

Руденко С.А. К генезису апатитовых месторождений Хибинского массива // Зап. ЛГИ. **1964**. Т. 47. Вып. 2. С. 49—70.

Селиванова ЕА. Обменные процессы и эволюция титаносиликатов в Хибинском и Ловозерском щелочных массивах. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. СПб.: СПГУ. **2012**. 19 с.

Семенов Е.И., Органова Н.И., Кухарчик М.В. Новые данные о минералах группы ломоносовита-мурманита // Кристаллография. **1961**. Т. 6. № . 6. С. 925—932.

Соколова М.Н. Минералогическое изучение пегматитов промышленных апатитовых месторождений Хибин // Автореф. работ сотрудников ИГЕМ АН СССР за 1958—1959 гг. М.: ИГЕМ. **1961**. С. 263.

Соколова М.Н. К минералогии глубоких горизонтов апатитового месторождения Кукисвумчорр в Хибинских тундрах // Докл. АН СССР. **1965**. Т. 160. № 1. С. 193—195.

Соколова М.Н., Забавникова Н.И., Рудницкая Е.С., Органова Н.И. Об особенностях состава и степени однородности минералов группы ломоносовита из Хибинского массива // Вопросы однородности и неоднородности минералов. М.: Наука. **1971**$_1$. С. 174—187.

Соколова М.Н., Забавникова Н.И., Рудницкая Е.С. Новые данные о составе ломоносовита и мурманита // Новые данные о минералах СССР. Тр. Минерал. Музея им. А.Е. Ферсмана. М.: Наука. **1973**. Вып. 22. С. 129—142.

Соколова М.Н., Забавникова Н.И., Яковлевская Т.А., Рудницкая Е.С. Беталомоносовит из Хибинского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1971**$_2$. № 3. С. 77—84.

Солодовникова Л.Л. Полевые шпаты Кукисвумчоррского месторождения // К минералогии постмагматических процессов. Л.: ЛГУ. **1959**. С. 7—72.

Титов В.Н., Руденко С.А., Козловский А.Д., Кузнецов Ж.М. О происхождении урститов Хибинского щелочного массива // Зап. ЛГИ. **1971**. Т. 60. Вып. 2. С. 19—25.

Тихоненков И.П. Нефелиновые сиениты и пегматиты Хибинского массива и роль постмагматических явлений в их формировании. М.: АН СССР. **1963**. 247 с.

Халилов А.Д. Уточнение кристаллической структуры мурманита и новые данные о его кристаллохимических свойствах // Минерал. журн. **1989**. Т. 11. № 5. С. 19—27.

Халилов А.Д. Уточнение кристаллической структуры бета-ломоносовита из Ловозерского щелочного массива // Минерал. журн. **1990**. Т. 12. № . 1. С. 10—18.

Халилов А.Д., Макаров Е.С. Кристаллохимия минералов группы мурманита-ломоносовита // Геохимия. **1966**. № 3. С. 259—280.

Халилов А.Д., Макаров Е.С., Мамедов Х.С., Пьянзина Л.Я. О кристаллической структуре минералов группы мурманита — ломоносовита // Докл. АН СССР. Сер. геол. **1965**$_1$. Т. 162. № 1. С. 179—182.

Халилов А.Д., Мамедов Х.С., Макаров Е.С., Пьянзина Л.Я. Кристаллическая структура мурманита // Докл. АН СССР. Сер. геол. **1965**$_2$. Т. 161. № 6. С. 1409—1411.

Хомяков А.П. Минералогия ультраагпаитовых щелочных пород. М.: Наука, **1990**. 196 с.

Якубович О.В., Каримова О.В., Агеева О.А., Боруцкий Б.Е. Кристаллическая структура беталомоносовита: новые данные // Зап. РМО. **2014**. Ч. 143. № 6.

Cámara F., Sokolova E., Hawthorne F.C., Abdu Y. From structure topology to chemical composition. IX. Titanium silicates: revision of the crystal chemistry of lomonosovite and murmanite, Group-IV minerals // Miner. Mag. **2008**. V. 72. № 6. P. 1207—1228.

Karup-Møller S. Lomonosovite from the Ilimussaq intrusion, South Greenland // Neues Jahrb. Miner., Abh. **1983**. Bd. 148. H. 1. S. 83—96.

Karup-Møller S. Murmanite from the Ilimaussaq alkaline complex, South Greenland // Neues Jahrb. Miner., Abh. **1986**. Bd. 155. H. 1. S. 67—88.

Nickel E.H., Mandarino J.A. Procedures involving the IMA Commission on New Minerals and Mineral Names, and guidelines on mineral nomenclature. Appenix 1: Discredited mineral names // Miner. Mag. **1988**. Vol. 52. Pt. 2. № 365. P. 275—292.

Ramsay W. Geologische Beobachtungen auf der Halbinsel Kola. Nebst einem Anhange. Petrographische Beschreibung der Gesteine des Lujavrurt // Fennia. **1890**. Vol. 3. No 7. S. 1—52 (на нем. яз.)

Selivanova E.A., Yakovenchuk V.N., Pakhomovsky Ya.A., Ivanyuk G. Yu. Features of low-temperature alteration of Ti- and Nb-phyllosilicates under laboratory condition // Minerals as Advanced Materials I / Ed. S. Krivovichev / Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag. **2008**. P. 143—151.

Villarroel H., Joel N. International Mineralogical Association: Commision on New Minerals and Mineral Names // Miner. Mag. **1967**. Vol. 36. № 277. P. 131—136.

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 42

УДК 549.67

ЮГАВАРАЛИТ ИЗ ОБНАЖЕНИЯ ИМ. А.Е. ФЕРСМАНА АПАТИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОШУРКОВСКОЕ, БУРЯТИЯ, РОССИЯ

С.Н. Ненашева, Л.А. Паутов
Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана, РАН, Москва, nenashevasn@mail.ru, pla58@mail.ru

При исследовании минерализации из обнажения им. А.Е. Ферсмана апатитового месторождения Ошурковское (Бурятия) установлены кальциевые цеолиты: югавараллит $Ca[AlSi_3O_8]_2 \cdot 4H_2O$, стеллерит $Ca_4[Al_2Si_7O_{18}]_4 \cdot 28H_2O$, ломонтит $Ca[AlSi_2O_6]_2 \cdot 4H_2O$, гейландит-Ca $Ca(Ca,Na)_{2\text{-}3}Al_3(Al,Si)_2Si_{13}O_{36} \cdot 12H_2O$, стильбит $(Na,K,Ca)_9[Al_9Si_{27}O_{72}] \cdot 28H_2O$. Югавараллит обнаружен в России впервые. Минералы встречены в цеолитовых прожилках, секущих монцодиорит, и на поверхности его обломков в ассоциации с авгитом, пижонитом, минералами ряда диопсид-геденбергит, ферроэденитом, гранатами ряда альмандин-спессартин.
В статье 4 таблицы, 6 рисунков, список литературы из 20 названий.
Ключевые слова: месторождение Ошурковское, обнажение им. А.Е. Ферсмана, югавараллит, ломонтит, стеллерит, гейландит-Ca, пижонит, геденбергит.

Ошурковский апатитоносный массив, расположенный в районе падей Ошуркова и Уточкина, на левом берегу р. Селенга в 10 км к северо-западу от г. Улан-Удэ (рис. 1), занимает площадь 14 км^2. К Ошурковскому массиву приурочено одноименное апатитовое месторождение. Обнажение им. А.Е. Ферсмана (рис. 2) расположено в Уточкиной пади (Кислов, 2011). В 1915 г. А.Е. Ферсман изучал здесь гранитные пегматиты со скаполитом и цеолитами.

Вмещающие месторождение породы — сильно сдавленные гранито-гнейсы, местами переходящие в амфиболиты. Породы массива пересечены многочисленными дайками и жилами микродиоритов, лампрофиров, карбонатитов, гранитных пегматитов и аплитов, а также кварцевыми и цеолитовыми жилами. Общий характер жил различен и зависит от боковых пород. Преимущественно это контактные пегматиты с роговой обманкой, титанитом, альбитом в контактных зонах. В других жилах наблюдается постепенное изменение минерализации при внедрении в амфиболит. Полевой шпат замещается скаполитом и роговой обманкой, затем скаполит замещается цеолитами (гейландит, стильбит), то есть от контактного пегматита наблюдается переход к мигматитам (Гаврусевич, Семененко, 1935; Ферсман, 1940).

Более поздние исследования (Занвилевич и др., 1999; Семенов, 2010; Ласточкин и др., 2011) показали, что массив сложен породами, содержащими 41—53% SiO_2 и по минеральному составу отвечающими монцонитам и монцодиоритам. Среди пород массива встречаются также щелочно-полевошпатовые сиениты, образующие несколько небольших тел неправильной формы.

Для монцонитов и монцодиоритов характерен следующий минеральный парагенезис: богатый Ti паргасит, авгит, биотит, олигоклаз, калинатровый полевой шпат, апатит, ильменит, титаномагнетит, титанит.

Сиениты сложены крупными зернами щелочных полевых шпатов, апатитом, титанитом, ильменитом, титаномагнетитом. В меньшем количестве в них встречаются зерна альбита-олигоклаза, в интерстициях — зерна чистого альбита и ортоклаза, кварц либо отсутствует, либо его количество не превышает 10%. Амфиболы в сиенитах представлены эденитом, а клинопироксены — железистым диопсидом — салитом.

Минеральный состав дайковых и жильных образований более разнообразный.

Карбонатитовые жилы установлены в левом борту Уточкиной пади (обнажение им. А.Е. Ферсмана). Их мощность варьирует от 2—3 до 60 см, в среднем 30 см. Главный минерал карбонатитов — молочно-белый кальцит (80—95%), кроме него встречаются барит, флогопит, магнетит, титанит, алланит. Во вмещающих породах наблюдаются цеолитизация и окварцевание.

Гранитные пегматиты сложены в основном кварцем (20—30%), калиевым полевым шпатом (40—50%), альбитом (10—30%). Второстепенные минералы: биотит, берилл, мусковит, алланит, циркон, титанит, апатит, спессартин, пирохлор, магнетит, колумбит, ильменит, рутил, флюорит, уранинит.

Главными породообразующими минералами габбро-пегматитов являются пироксены и полевые шпаты. Пироксен представлен салитом. Среди других минералов габбро-пегматитов отмечены: апатит с повышенным содержанием Sr, титанит, эпидот (при-

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 43

сутствует как вторичный минерал), роговая обманка, скаполит, магнетит, биотит. На востоке интрузив перекрыт аллювиальными отложениями.

Ошурковское апатитовое месторождение многократно изучалось (Гаврусевич, Семененко, 1935; Ферсман, 1940; Кузнецова и др., 1995; Занвилевич и др., 1999; Семенов, 2010; Ласточкин и др., 2011), но основное внимание уделялось породообразующим минералам. Минеральный состав цеолитовых жил подробно не описан. Согласно устному сообщению Е.В. Кислова, цеолитовые жилы представлены натролитом, стильбитом и гейландитом.

Итак, на Ошурковском месторождении были до настоящего времени известны следующие минералы: авгит (вплоть до Na-авгита), алланит, апатит с повышенным содержанием Sr, обогащенный Ti биотит, ильменит, кальцит, магнетит, мусковит, ортоклаз, пирохлор, плагиоклазы, скаполит, титанит, титаномагнетит, уранинит, циркон; из цеолитов — гейландит, натролит, стильбит. Несмотря на значительные запасы апатита, месторождение никогда не разрабатывалось по соображениям экологической безопасности, поскольку оно находится в районе впадения реки Селенга в озеро Байкал.

Образцы из обнажения им. А.Е. Ферсмана (Уточкина падь) Ошурковского апатитового месторождения собраны в 2011 г. во время полевой экскурсии, организованной для участников Второй Всероссийской научно-практической конференции «Минерагения Северо-Восточной Азии», состоявшейся в Улан-Удэ. При их изучении обращалось особое внимание на цеолиты, менее подроб-

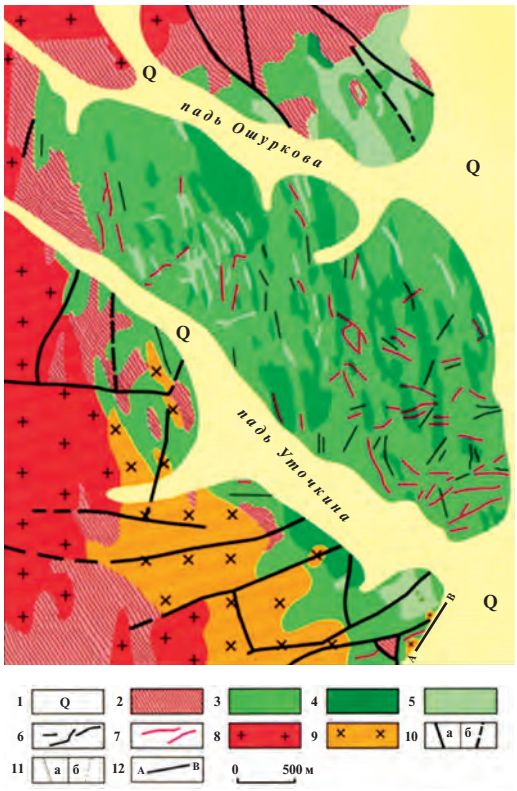


Рис. 1. Схема геологического строения Ошурковского массива (Кислов, 2011).
1 — четвертичные отложения; 2 — гнейсы и кристаллические сланцы; 3 — щелочные меламонцониты; 4 — щелочные монцодиориты; 5 — щелочные монцониты; 6 — дайки мелкозернистых монцодиоритов, монцонитов, лампрофиров и сиенитов; 7 — гранитные пегматиты; 8 — гнейсо-граниты; 9 — щелочно-полевошпатовые сиениты; 10 — главные разломы; 11 — границы: а — четкие, б — нечеткие; 12 — обнажение им. А.Е. Ферсмана.

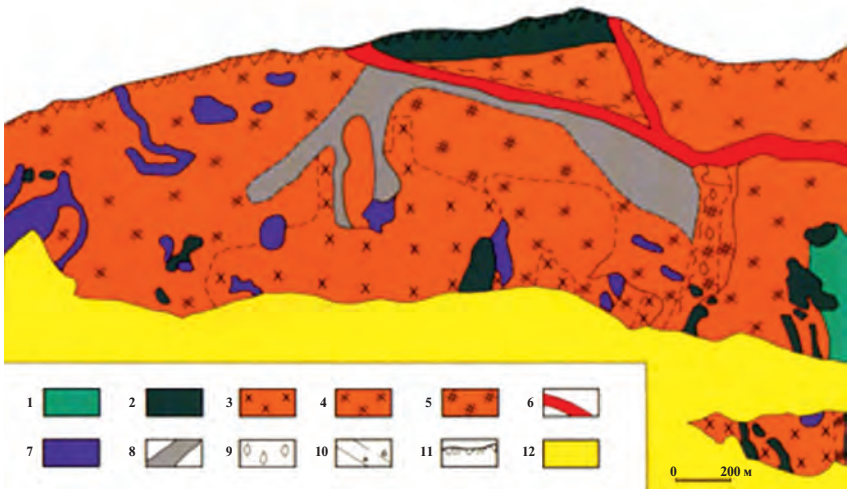


Рис. 2. Фрагмент зарисовки обнажения им. А.Е. Ферсмана (Кислов, 2011). Длина обнажения 200 м.
1 — монцониты;
2 — дайки лампрофиров;
3 — монцониты среднезернистые;
4 — монцониты крупнозернистые;
5 — габбро-пегматиты;
6 — гранитные пегматиты;
7 — прожилково-вкрапленные цеолиты;
8 — карбонатиты;
9 — крупнозернистый апатит;
10 — контакты:
а — четкие,
б — постепенные;
11 — почвенно-растительный слой;
12 — осыпь.

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 44

Таблица 1. Химический состав (мас.%) югаваралита из обнажения им. А.Е. Ферсмана (ан. 1–6) и зарубежных местонахождений (ан. 7–15)

№ ан.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO_2	59.96	58.82	59.63	59.16	59.04	57.59	61.44	61.47	57.94	58.44	59.58	61.14	61.81	61.74	62.30
Al_2O_3	17.02	16.78	16.83	16.52	15.81	15.92	17.43	17.38	17.65	17.31	18.54	17.65	16.85	16.67	17.24
CaO	8.10	7.88	8.08	7.95	8.17	8.02	8.51	8.51	9.79	9.75	8.96	9.24	9.28	8.29	9.41
MgO				0.13		0.25	< 0.05	< 0.01	0.86	0.42				0.08	
Na_2O	0.41	0.38	0.30	0.27	0.22	0.58	0.07	0.06	0.38	0.38	0.19	0.08	0.05	0.11	0.10
K_2O	0.95	0.93	0.94	0.91	0.54	0.58	0.06	0.09	0.41	0.12	0.05	0.03		0.17	0.05
SrO							0.21	0.21				0.04			0.01
TiO_2							< 0.01	< 0.01							
Fe_2O_3							< 0.05	< 0.04	0.35	0.36	0.19	0.05		0.11	
H_2O^+							9.23	9.33			13.00	9.07			
H_2O-							2.84	2.79	10.70	10.55		2.73			
H_2O									1.80	2.03			12.01	12.77	
Сумма	85.44	84.79	85.78	84.93	83.78	82.94			99.88	99.34	100.51	100.03	100.00	99.94	89.13
Si/Al	2.99	2.98	3.00	3.03	3.17	3.07									

Формулы, расчет на O = 16 а.ф.

1 – $(Ca_{0.87}K_{0.12}Na_{0.08})_{1.07}[Al_{2.01}Si_{6.01}O_{16}]\cdot 4H_2O$

2 – $(Ca_{0.86}K_{0.12}Na_{0.08})_{1.06}[Al_{2.02}Si_{6.01}O_{16}]\cdot 4H_2O$

3 – $(Ca_{0.87}K_{0.12}Na_{0.06})_{1.05}[Al_{2.00}Si_{6.00}O_{16}]\cdot 4H_2O$

4 – $(Ca_{0.87}K_{0.12}Na_{0.05}Mg_{0.02})_{1.06}[Al_{1.98}Si_{6.02}O_{16}]\cdot 4H_2O$

5 – $(Ca_{0.90}K_{0.07}Na_{0.04})_{1.03}[Al_{1.92}Si_{6.08}O_{16}]\cdot 4H_2O$

6 – $(Ca_{0.90}K_{0.08}Na_{0.11}Mg_{0.04})_{1.13}[Al_{1.97}Si_{6.03}O_{16}]\cdot 4H_2O$

Ср. из шести ан. $(Ca_{0.88}K_{0.11}Na_{0.05})_{1.04}[Al_{1.98}Si_{6.02}O_{16}]\cdot 4H_2O$

Ср. из ан. 7 и 8 $(Ca_{0.92}K_{0.01}Na_{0.01}Sr_{0.01})_{0.95}[Al_{2.07}Si_{5.92}O_{16}]\cdot 4H_2O$

Ср. из ан. 9 и 10 $(Ca_{1.05}Mg_{0.12}Na_{0.07}K_{0.05})_{1.29}[Al_{2.07}Fe_{0.02}Si_{5.81}O_{16}]\cdot 4H_2O$

Ср. из ан.11 и 12 $(Ca_{0.97}Na_{0.02})_{0.99}[Al_{2.03}Si_{5.98}O_{16}]\cdot 3.86H_2O$

13 – $(Ca_{0.97}Na_{0.02})_{0.99}[Al_{1.95}Si_{6.05}O_{16}]\cdot 4H_2O$

14 – $(Ca_{0.88}K_{0.02}Na_{0.02}Mg_{0.01})_{0.93}[Al_{1.94}Fe_{0.01}Si_{6.09}O_{16}]\cdot 4.2H_2O$

15 – $(Ca_{0.98}Na_{0.02}K_{0.01}Sr_{0.01})_{1.02}[Al_{1.96}Si_{6.03}O_{16}]\cdot 4H_2O$

Теор. формула $Ca[AlSi_3O_8]_2\cdot 4H_2O$, Si/Al = 3

Примечание. Югаваралит из обнажения им. А.Е. Ферсмана: ан. 1–3 – обр. 6, уч. 3, А-7; ан. 4 – обр. 6, уч. 1, В-3; ан. 5, 6 – обр. 2, В-5; данные авторов, аналитик Л.А. Паутов; Chena Hot Springs, Alaska, США – ан. 7, 8 (Eberlein, 1971); Yugawara Hot Spring, Япония – ан. 9, 10 (Sakurai, Hayashi, 1952); Nukabira,Hokkaido, Япония – ан. 11, 12 (Konno, Aoki, 1977); Khandivali quarry, Индия – ан. 13 (Anthony et al., 1990); Osilo, Sassari, Sardinia, Италия – ан. 14 (Pongiluppi, 1977); Hvalfjördur, Исландия – ан. 15 (Weisenberger, Selbekk, 2009).

но исследовались амфиболы, пироксены, полевые шпаты и некоторые другие минералы, изученные ранее достаточно подробно (Кузнецова и др., 1995; Занвилевич и др., 1999; Семенов, 2010; Ласточкин и др., 2011).

Методы исследований

Химический состав минералов изучался на электронном микроанализаторе JCXA-733 Superprobe JEOL (система анализа INCA Energy Oxford, энергодисперсионный (Si-Li) детектор с тонким окном ATW-2, U = 20 кВ, I = 2 нА). В качестве эталонов использовались: SiK_α – кварц, AlK_α – альбит, CaK_α – волластонит, MgK_α – MgF_2, NaK_α – жадеит, KK_α – микроклин, MnK_α – Mn_2SiO_4, FeK_α – FeO, TiK_α – TiO_2, BaK_α – $BaSO_4$, SrL_α – SrF_2. Содержание воды в цеолитах не определялось.

Рентгеновские порошкограммы получались методом Дебая-Шеррера в камере РКД-57.3, на рентгеновском аппарате УРС-50, FeK_α излучение, Mn фильтр.

Результаты исследований

Среди цеолитов на Ошурковском месторождении в обнажении им. Ферсмана обнаружены югаваралит, стеллерит, ломонтит, гейландит-Ca, стильбит.

Югаваралит $Ca[AlSi_3O_8]_2\cdot 4H_2O$ – редкий высококремниевый цеолит с соотношением кремния к алюминию равным 3 – встречен в России впервые.

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 45

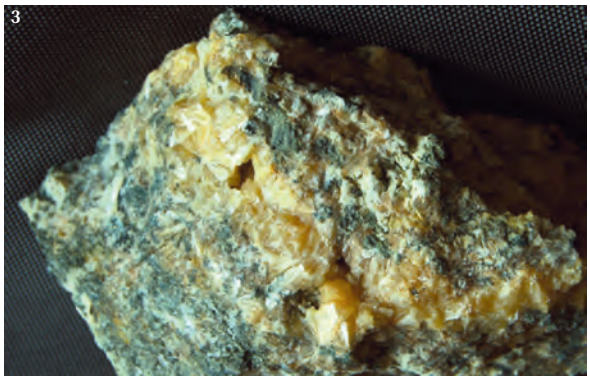


Рис. 3. Цеолитовый прожилок в монцодиорите. Обр. № 5, размер 8 x 6.5 x 3 см. Фото: И.А. Годовиков.
Рис. 4. Корочка цеолитов на поверхности монцодиорита. Обр. № 2, размер 5 x 3.5 x 3 см. Фото: И.А. Годовиков.

История изучения этого минерала началась в 1952 году. К. Сакураи и А. Хаяши (Sakurai, Hayashi, 1952) описали югаваралит в образцах из Югавара Хот Спринг, префектура Канагава, остров Хонсю, Япония (Yugawara Hot Spring, Kanagawa Prefecture, Honshu) в ассоциации с цеолитами, гиролитом, окенитом, пренитом, кварцем, кальцитом. В 1971 г. югаваралит найден на Аляске, где он встречен в ассоциации с кварцем, ломонтитом, стеллеритом и стильбитом в окремненных ксенолитах в небольшом плутоне монцонита. Бесцветные кристаллы югаваралита длиной до 8 мм, обычно присыпанные белым порошковатым ломонтитом, инкрустируют кварц в интерстициях (Eberlein *et al.*, 1971). В 1977 г. югаваралит обнаружен в Италии (Osilo, возле Сассари, Сардиния) в измененном серо-зеленом андезите в ассоциации с ломонтитом, гейландитом, стильбитом, шабазитом, морденитом, баритом, кальцитом, анкеритом и кварцем (Pongiluppi, 1977). Кристаллы югаваралита из Исландии в виде пластинок длиной 0.3—0.6 см, иногда до 1 см, встречаются в сильно измененных андезитах совместно с кальцитом, кварцем гейландитом, стильбитом и стеллеритом (Weisenberger, Selbekk, 2009). Были сообщения о находках югаваралита в США в штатах Вашингтон и Вайоминг, Новой Зеландии, Аргентине, Индии (Wise, 1978; Barga *et al.*, 1981; Railton, Watters, 1990; Tschernich, 1992; Leal *et al.*, 2011). Микрозондовые анализы югаваралита из отмеченных выше месторождений представлены в таблице 1 (ан. 7—15).

В обнажении им. А.Е. Ферсмана месторождения Ошурковское югаваралит найден в цеолитовых прожилках, секущих монцодиорит, в ассоциации с ломонтитом, стеллеритом, гейландитом, стильбитом (рис. 3), и в виде сферо-

Таблица 2. **Микрозондовые анализы (мас.%) цеолитов: ломонтита ан. 1—5, стеллерита — ан. 6, 7, гейландита — Ca (ан. 8), из обнажения им. А.Е. Ферсмана Ошурковского апатитового месторождения**

№ ан.	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	52.64	52.86	52.91	52.57	53.02	62.96	59.99	57.76
Al_2O_3	21.29	21.54	21.32	21.96	21.27	15.64	14.17	16.71
CaO	11.21	11.15	11.10	11.16	10.81	8.18	7.73	4.89
Na_2O				0.18				
K_2O	0.97	0.81	0.55	0.61	1.15	0.23	0.24	2.08
SrO								4.31
BaO								0.49
Сумма	86.11	86.36	85.88	86.48	86.26	87.01	82.13	86.26
Si/Al	2.10	2.09	2.11	2.04	2.12	3.42	3.59	2.94

Формулы, расчет на O = 6 а.ф.

1 — $(Ca_{0.92}K_{0.10})_{1.02}[Al_{0.97}Si_{2.03}O_6]_2{\cdot}4H_2O$

2 — $(Ca_{0.92}K_{0.08})_{1.00}[Al_{0.97}Si_{2.03}O_6]_2{\cdot}4H_2O$

3 — $(Ca_{0.92}K_{0.06})_{0.98}[Al_{0.97}Si_{2.04}O_6]_2{\cdot}4H_2O$

4 — $(Ca_{0.90}Na_{0.02}K_{0.03})_{0.95}[Al_{0.99}Si_{2.02}O_6]_2{\cdot}4H_2O$

5 — $(Ca_{0.90}K_{0.12})_{1.02}[Al_{0.96}Si_{2.04}O_6]_2{\cdot}4H_2O$

Ср. из 5 анализов $(Ca_{0.91}K_{0.08})_{0.99}[Al_{0.97}Si_{2.03}O_6]_2{\cdot}4H_2O$

6 — $(Ca_{0.97}K_{0.03})_{1.00}[Al_{2.04}Si_{6.97}O_{18.00}]_2{\cdot}28H_2O$

7 — $(Ca_{0.97}K_{0.03})_{1.00}[Al_{1.96}Si_{7.03}O_{18.00}]_2{\cdot}28H_2O$

Ср. из ан. 6 и 7 $(Ca_{0.97}K_{0.03})_{1.00}[Al_{2.00}Si_{7.00}O_{18.00}]_2{\cdot}28H_2O$

8 — $(Ca_{2.46}K_{1.23}Sr_{1.19}Ba_{0.09})_{4.97}[Al_{9.17}Si_{26.9}O_{72}]{\cdot}24H_2O$

Теоретические формулы: ломонтит — $Ca[AlSi_2O_6]_2{\cdot}4H_2O$, Si/Al = 2; стеллерит — $Ca[Al_2Si_7O_{18}]{\cdot}28H_2O$, Si/Al = 3.5; гейландит-Ca — $Ca_2(Ca,Na)_{4-6}Al_6(Al,Si)_4Si_{26}O_{72}{\cdot}24H_2O$

Примечание. Все анализы из разных зерен и разных участков образца № 6. Аналитик Л.А. Паутов.

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 46

Таблица 3. **Микрозондовые анализы (мас.%) пироксенов (ан. 1, 2 – авгит, ан. 3, 4 – пижонит, ан. 5–10 – диопсид-геденбергиты), амфиболов (ан. 11, 12 – ферроэденит), полевого шпата (ан. 13 – ортоклаз), титанита (ан. 14) и ильменита (ан. 15) из обнажения им. А.Е. Ферсмана Ошурковского апатитового месторождения**

№ ан.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO_2	52.37	52.84	52.29	53.19	52.56	51.52	52.65	51.72	53.19	52.12	41.99	41.33	63.53	29.8	
Al_2O_3	1.58	1.59	2.53	2.44	1.84	2.85	1.80	2.69	1.17	1.85	8.93	9.13	19.51	1.07	
CaO	20.15	20.55	11.89	11.92	20.61	21.18	21.58	20.86	21.05	20.14	9.49	9.61		26.32	0.67
MgO	11.30	11.16	15.41	15.15	12.14	11.85	11.76	11.74	11.59	10.91	6.39	5.81			
Na_2O	1.81	1.83	0.87	0.63	1.41	1.57	1.36	1.34	1.54	1.59	2.36	2.13	1.81		
K_2O			0.20	0.18							1.52	1.46	13.17		
BaO													1.77		
MnO	0.44	0.03		0.30	0.25		0.52		0.43	0.17	5.86	6.22			1.64
TiO_2	0.29	0.43	0.32		0.52	0.57		0.60		0.41	0.62	0.49		36.43	45.93
FeO	12.47	11.84	13.26	13.74	10.87	11.07	10.10	10.74	10.87	11.38	21.04	21.01		1.58	48.29
Ce														0.97	
Сумма	100.41	100.54	96.77	97.55	100.2	100.61	99.77	99.69	99.84	98.57	98.2	97.19	101.13	96.17	96.52

Формулы, расчет на: O = 6 а.ф. (ан. 1–10), O = 24 а.ф. (ан. 11, 12), O = 8 а.ф. (ан. 13), O = 5 а.ф. (ан. 14), O = 3 а.ф. (ан. 15)

1 – $(Ca_{0.81}Na_{0.13})_{0.94}(Mg_{0.64}Fe_{0.39}Ti^{3+}_{0.01})_{1.04}[Al_{0.07}Si_{1.98})_{2.05}O_6]$

2 – $(Ca_{0.83}Na_{0.13})_{0.96}(Mg_{0.62}Fe_{0.37}Ti^{3+}_{0.01})_{1.00}[Al_{0.07}Si_{1.98})_{2.05}O_6]$

3 – $(Ca_{0.49}Fe_{0.42}Na_{0.06}K_{0.01})_{0.98}(Mg_{0.88}Al_{0.11}Ti_{0.01})_{1.00}[Si_{1.99}O_6]$

4 – $(Ca_{0.48}Fe_{0.40}Na_{0.05}K_{0.01})_{0.94}(Mg_{0.85}Al_{0.11}Fe_{0.03}Mn_{0.01}Ti_{0.01})_{1.01}[Si_{2.01}O_6]$

5 – $(Ca_{0.83}Na_{0.10})_{0.93}(Mg_{0.68}Fe_{0.34}Ti_{0.01}Mn_{0.01})_{1.04}[(Al_{0.08}Si_{1.97})_{2.05}O_6]$

6 – $(Ca_{0.85}Na_{0.11})_{0.96}(Mg_{0.66}Fe_{0.35}Ti_{0.02})_{1.03}[(Al_{0.13}Si_{1.93})_{2.06}O_6]$

7 – $(Ca_{0.87}Na_{0.10})_{0.97}(Mg_{0.66}Fe_{0.32}Mn_{0.02})_{1.00}[(Al_{0.08}Si_{1.98})_{2.06}O_6]$

8 – $(Ca_{0.84}Na_{0.10})_{0.94}(Mg_{0.66}Fe_{0.34}Ti_{0.02})_{1.02}[(Al_{0.12}Si_{1.95})_{2.07}O_6]$

9 – $(Ca_{0.85}Na_{0.11})_{0.96}(Mg_{0.65}Fe_{0.34}Mn_{0.01})_{1.00}[(Al_{0.05}Si_{2.0})_{2.05}O_6]$

10 – $(Ca_{0.82}Na_{0.12})_{0.94}(Mg_{0.62}Fe_{0.36}Mn_{0.01}Ti_{0.01})_{1.00}[(Al_{0.08}Si_{1.99})_{2.07}O_6]$

11 – $Na_{0.75}(Ca_{1.67}K_{0.32})_{1.99}Mn^{2+}_{0.81}(Fe_{2.89}Mg_{1.56}Al_{0.61}Ti_{0.08})_{5.14}(OH)_2[(Al_{0.56}Si_{3.44})_{4.00}O_{11}]_2$

12 – $Na_{0.69}(Ca_{1.71}K_{0.31})_{2.02}Mn^{2+}_{0.88}(Fe_{2.92}Mg_{1.44}Al_{0.67}Ti_{0.08})_{5.09}(OH)_2[(Al_{0.56}Si_{3.44})_{4.00}O_{11}]_2$

13 – $(K_{0.77}Na_{0.16}Ba_{0.03}Sr_{0.03}Ni_{0.02})_{1.01}[Al_{1.06}Si_{2.93}O_8]$

14 – $Ca_{0.96}(Ti_{0.93}Fe_{0.04}Ce_{0.01})_{0.98}O[(Si_{1.01}Al_{0.04})_{1.05}O_{3.98}]$

15 – $Fe_{1.08}Ti_{0.93}Ca_{0.02}Mn_{0.03}O_3$

Теор. формулы: авгит $(Ca,Na)(Mg,Fe,Al)[(Si,Al)_2O_6]$, диопсид $CaMg[Si_2O_6]$, геденбергит $CaFe[Si_2O_6]$, пижонит $(Mg,Fe,Ca)(Mg,Fe)[Si_2O_6]$, ферроэденит $NaCa_2(Fe^{2+},Mg)_5(OH)_2[Al_{0.5}Si_{3.5}O_{11}]_2$, титанит $CaTiO[SiO_4]$, ильменит $FeTiO_3$.

Примечание. В ан. 13 NiO 0.39 мас. %, SrO 0.97 мас. % (Ni 0.02 а.ф., Sr 0.03 а.ф.). Ан. 1-3 – обр. 5, А-10; ан. 4 – обр. 5, А-9; ан. 5 – обр. 6, уч. 3, А-3; ан. 6–8 – обр. 6, уч. 3, А-4; ан. 9, 10 – обр. 5, А-9; ан. 11, 12 – обр. 6, уч. 1; ан. 13 – обр. 6, уч. 4; ан.14 – обр. 6, уч. 3; ан. 15 – обр. 5, А-10. Аналитик Л.А. Паутов.

литовых корок на поверхности обломков монцодиорита (рис. 4).

Цвет цеолитовых прожилков и корочек светло-бежевый, за счет преобладающего в их составе стильбита. Югаваралит бесцветный в тонких пластинках размером от ~ 70 × 30 до 800 × 100 мкм. Микрорентгеноспектральные анализы трёх зерен югаваралита из двух разных образцов представлены в таблице 1 (ан. 1–6). Как видно из таблицы 1, состав минерала достаточно постоянен и близок к теоретической формуле $Ca[AlSi_3O_8]_2 \cdot 4H_2O$. На рисунке 5 показана ассоциация югаваралита (табл. 1, ан. 4) с гейландитом-Ca (табл. 2, ан. 8) и ортоклазом (табл. 3, ан. 13).

Рентгенограммы югаваралита из обнажения А.Е. Ферсмана, его синтетического аналога, а также рентгенограммы этого минерала из других месторождений приведены в таблице 4.

Ломонтит $Ca[AlSi_2O_6]_2 \cdot 4H_2O$ в виде хрупких бесцветных игольчатых кристаллов обнаружен в ассоциации с югаваралитом, а также в мономинеральных корочках бесцветных радиально-лучистых агрегатов размером от 3 мм до 1.5 см в диаметре. Химический состав ломонтита (табл. 2, ан. 1–5) постоянен, его

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 47

Таблица 4. **Сравнение межплоскостных расстояний югаваралита (1), ломонтита (6), стеллерита (8) из обнажения им. А.Е. Ферсмана Ошурковского апатитового месторождения с межплоскостными расстояниями этих же цеолитов из разных месторождений, по литературным данным**

Югаваралит										Ломонтит				Стеллерит			
1		2		3		4		5		6		7		8		9	
I	d_α, Å	*I*	d_α, Å	*I*	d_α, Å	*I*	d_α, Å	*I*	d_α, Å	*I*	d_α, Å	*I*	d_α, Å	*I*	d_α, Å	*I*	d_α, Å
–	–	20	7.79	5	7.81	4	7.80	5	7.78	8	9.93	10	10.00	3	6.40	1	6.37
3	7.02	60	6.99	50	7.01	31	7.01	60	6.99	9	9.06	10	9.00	5ш	5.40	3	5.41
3	6.21	25	6.26	5	6.28	4	6.27	5	6.26	5	4.93	2	5.00	4	5.25	4	5.29
3	5.81	90	5.82	50	5.83	52	5.81	64	5.81	8	4.61	4	4.61	6	4.66	15	4.66
4	5.42	5	5.62	–	–	–	–	3	5.62	7	4.29	7	4.29	1	4.50	4	4.56
8	4.69	85	4.68	–	–	70	4.672	73	4.668	10	4.05	8	4.07	4	4.29	6	4.28
9	4.65	85	4.65	100	4.65	67	4.652	64	4.642	9	3.59	8	3.56	10	4.07	45	4.06
8ш	4.45	10	4.45	–	–	8	4.442	8	4.439	6	3.38	6	3.40	4 ш	3.75	5	3.73
–	–	30	4.41	10	4.42	10	4.410	13	4.402	3	3.27	6	3.24	2	3.48	3	3.48
10	4.31	65	4.30	30	4.30	26	4.295	32	4.293	7	3.11	4	3.13	6	3.41	7	3.40
10	4.15	30	4.18	20	4.18	14	4.179	20	4.177	10	3.02	4	3.02	5	3.20	7	3.18
1	3.90	15	3.89	10	3.90	4	3.897	8	3.890	4	2.87	6	2.85	7	3.06	25	3.03
–	–	5	3.87	–	–	–	–	4	3.867	4	2.78	4	2.79	5	3.01	5	2.976
4	3.76	20	3.78	15	3.77	7	3.770	10	3.768	2	2.58	4	2.59	1	2.88	1	2.875
–	–	–	–	–	–	–	–	3	3.740	3	2.45	6	2.43	3	2.73	2	2.703
5	3.33	5	3.30	10	3.30	–	–	6	3.301	3	2.35	4	2.36	4	2.58	4	2.562
–	–	5	3.27	–	–	–	–	6	3.290	2	2.23	2	2.26	1	2.51	4	2.512
8	3.21	55	3.235	40	3.23	20	3.237	30	3.231	4	2.15	6	2.17	2	2.43	1	2.452
–	–	10	3.198	–	–	6	3.193	5	3.191	2	2.06	2	2.08	1	2.27	1	2.267
1	3.12	20	3.135	–	–	6	3.132	5	3.131	3	2.04	2	1.99	1	2.23	1	2.231
–	–	–	–	–	–	5	3.110	5	3.108	2	1.899	4	1.95	1	2.20	1	2.201
10	3.04	100	3.056	80	3.05	100	3.057	100	3.056	4 ш	1.874	4	1.87	2	2.08	2	2.078
–		10	2.997	5	2.99	4	2.998	5	2.996	1	1.769	2	1.76	3	2.04	2	2.037
1	2.94	30	2.937	25	2.939	10	2.938	17	2.936	3	1.704	2	1.70	1	1.984	1	1.978
1	2.91	60	2.907	20	2.909	22	2.904	19	2.906	4	1.650	6	1.62	1	1.862	1	1.861
2	2.85	10	2.864	10	2.863	3	2.856	5	2.860	3	1.590	2	1.593	1	1.813	2	1.813
2	2.84	–	–	–	–	–	–	2	2.846	2	1.575	2	1.566	2	1792	1	1.786
2	2.77	30	2.763	15	2.766	12	2.767	14	2.765	3	1.525	4	1.524	1	1.699	1	1.699
3	2.72	35	2.720	25	2.718	11	2.718	12	2.715	2	1.488	2	1.492	3ш	1.593	2	1.589
–	–	5	2.706	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
2	2.69	25	2.680	30	2.681	13	2.686	18	2.682	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	5	2.657	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	20	2.650	15	2.646	9	2.648	9	2.644	–	–	–	–	–	–	–	–
1	2.62	15	2.638	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	5	2.603	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
2	2.58	15	2.578	10	2.578	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
2	2.56	5	2.562	5	2.561	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
1	2.52	15	2.513	5	2.516	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
1	2.46	15	2.474	5	2.478	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	15	2.428	10	2.428	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	10	2.407	5	2.405	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
1	2.36	20	2.368	10	2.368	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	10	2.360	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	10	2.338	5	2.330	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
2	2.20	5	2.197	5	2.194	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 48

Таблица 4. **Окончание.**

Югаваралит										Ломонтит				Стеллерит			
1		2		3		4		5		6		7		8		9	
I	d_{α}, Å	*I*	d_{α}, Å	*I*	d_{α}, Å	*I*	d_{α}, Å	*I*	d_{α}, Å	*I*	d_{α}, Å	*I*	d_{α}, Å	*I*	d_{α}, Å	*I*	d_{α}, Å
2	2.16	5	2.153	5	2.151	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	5	1.138	5	2.137	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	10	2.106	5	2.105	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
1	2.09	25	2.092	10	2.091	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
1	2.02	10	2.018	5	2.017	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	15	2.005	10	2.004	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
1	1.995	10	1.997	15	1.977	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
2	1.944	–	–	10	1.953	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	20	1.934	10	1.932	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
1	1.904	25	1.900	5	1.907	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
2	1.881	5	1.883	10	1.899	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	5	1.874	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
2	1.782	5	1.788	5	1.787	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
1	1.745	5	1.753	5	1.752	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
2	1.731	20	1.735	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
1	1.718	–	–	15	1.722	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	10	1.696	10	1.698	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
3	1.684	5	1.681	5	1.681	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
2	1.644	5	1.649	5	1.648	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
2	1.598	5	1.613	5	1.615	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
1	1.562	5	1.564	5	1.567	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
1	1.538	15	1.538	10	1.540	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
2	1.528	10	1.528	5	1.524	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	15	1.510	10	1.512	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	5	1.496	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
1	1.473	15	1.468	10	1.470	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
2	1.448	10	1.453	5	1.455	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

Примечание. Югаваралит: 1 — из обнажения им. А.Е. Ферсмана, аналитик Л.А. Паутов; 2 — синтетический (Barrer, Marshall, 1965); 3 — Nikabira, Япония (Konno, 1977); 4 — Yugawara Hot Spring, Япония (Eberlein, 1971); 5 — Hot Spring, Alaska, США (Eberlein, 1971). Ломонтит: 6 — из обнажения им. А.Е. Ферсмана, аналитик Л.А. Паутов; 7 — (Михеев, 1957, № 704). Стеллерит: 8 — из обнажения им. А.Е. Ферсмана, аналитик Л.А. Паутов; 9 — Villanova, Monteleone, Сардиния, Италия (ASTM 25-124), химический состав этого стеллерита (мас. %): SiO_2 59.15, Al_2O_3 14.21, CaO 7.45, H_2O 17.79; кроме того, он содержит «немного» (без указания количества) Fe, Mg, Sr, Mn, Ba, Na и K, которых нет в составе стеллерита из обнажения им. А.Е. Ферсмана.

рентгенограмма (табл. 4) соответствует литературным данным.

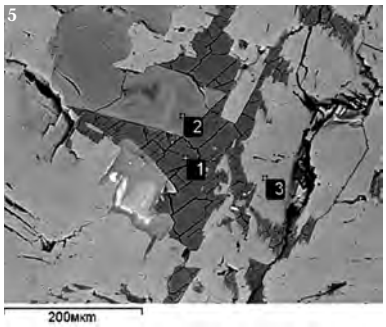
Стеллерит $Ca_4[Al_2Si_7O_{18}]_4 \cdot 28H_2O$ образует мелкие выделения (до 500 × 60 — 70 мкм), формой похожие на зерна югаваралита. Микрозондовые анализы хорошо пересчитываются на формулу стеллерита (табл. 2, ан. 6, 7), рентгенограмма (табл. 4) соответствует рентгенограмме стеллерита из Сардинии.

Гейландит-Ca $Ca(Ca,Na)_{2\text{-}3}Al_3(Al,Si)_2Si_{13}O_{36} \cdot 12H_2O$ встречается в виде бесцветных таблитчатых кристаллов с совершенной спайностью, размер которых достигает 0.4 × 1 см. Ассоциация гейландита-Ca (табл. 2, ан. 8) с югаваралитом (табл. 1, ан. 4) и ортоклазом (табл. 3, ан. 13) показана на рисунке 5.

Стильбит $(Na,K,Ca)_9[Al_9Si_{27}O_{72}] \cdot 28H_2O$, преобладающий в составе цеолитовых прожилков и корочек, образует агрегаты параллельно-пластинчатого строения с округлыми формами расщепления с поверхности. Длина пластинок до 1.5 см. Цвет светло-бежевый.

Гранат — член ряда твердых растворов альмандин $Fe_3^{2+}Al_2[SiO_4]_3$ — спессартин $Mn_3^{2+}Al_2[SiO_4]_3$, выделяется в виде полупрозрачных ярко-красных округлых зерен размером до 2 мм, на которых иногда видны отдельные грани. Микрозондовый анализ (мас.%): MgO 0.42, Al_2O_3 19.66, SiO_2 36.34, CaO 2.91, MnO 27.82, FeO 12.42, сумма 99.57, пересчитывается на формулу $[(Mn_{0.65}Ca_{0.08}Mg_{0.02}Fe_{0.25})_{1.00}]_3$

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 49



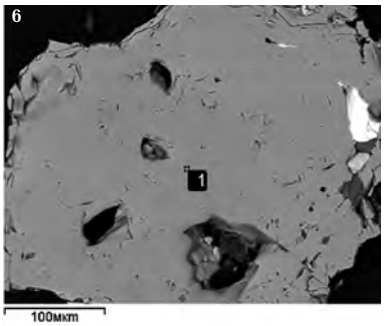


Рис. 5. Югаваралит (табл. 1, точка 1, ан. 4), гейландит-Са (табл. 2, точка 2, ан. 8), ортоклаз (табл. 3, точка 3, ан. 13). Обр. № 6, уч. 1.

Рис. 6. Гранат член ряда альмандин – спессартин (серое) и недиагностированный редкоземельный силикат (ярко-белое выделение размером ~ 50 ×30 мкм). Обр. № 7, уч. 2.

$[(Fe_{0.05}Al_{0.96})_{1.01}]_2[SiO_4]_3$. Минерал найден в альбите в ассоциации с кварцем, пироксеном. В гранате обнаружено единичное включение (~30 × 50 мкм) с высоким отражением (рис. 6). Его состав рассчитывается на формулу $(Y_{2.35}Dy_{0.15}Er_{0.11}Yb_{0.08}Gd_{0.05}Ho_{0.04})_{2.78}(Fe_{1.14}Ca_{0.33}Mn_{0.12}Si_{0.11})_{1.70}[SiO_4]_3$. Этот редкоземельный минерал не удалось точно диагностировать, он требует дальнейшего изучения.

Как уже отмечалось выше, породообразующие минералы апатитового месторождения Ошурковское изучались многими исследователями. Нами среди пироксенов из обнажения им. А.Е. Ферсмана диагностированы: авгит (табл. 3, ан. 1, 2), пижонит (табл. 3, ан. 3, 4), минералы ряда диопсид-геденбергит $CaMg[Si_2O_6]$ – $CaFe[Si_2O_6]$ (табл. 3, ан. 5–10), среди амфиболов – ферроэденит (табл. 3, ан. 11, 12). Кроме того, в таблице 3 приводятся анализы ортоклаза (ан. 13), титанита (ан. 14) и ильменита (ан. 15).

Выводы

1. В обнажении А.Е. Ферсмана Ошурковского апатитового месторождения впервые в России обнаружен югаваралит – редкий высококремниевый цеолит с соотношением кремния к алюминию равным 3.

2. Описана цеолитовая минерализация этого месторождения. Цеолитовые прожилки в монцодиорите и корочки на его обломках представлены ассоциацией: стильбит, югаваралит, ломонтит, стеллерит, гейландит-Са.

3. Среди породообразующих минералов найдены: гранат – член ряда твёрдых растворов альмандин – спессартин $[(Mn_{0.65}Ca_{0.08}Mg_{0.02}Fe_{0.25})_{1.00}]_3[(Fe_{0.05}Al_{0.96})_{1.01}]_2[SiO_4]_3$, содержащий около 25.2% альмандинового и 74.8% спессартинового компонента, пироксены ряда диопсид-геденбергит и пижонит, а также амфибол – ферроэденит. В гранате выявлено включение редкоземельного минерала, по составу близкого к $(Y,REE)_3(Fe,Ca,Mn)_2[SiO_4]_3$. Этот минерал требует дополнительного изучения.

Благодарности

Авторы благодарны А.А. Агаханову за выполнение качественных микрозондовых анализов образцов и за подготовку образцов к проведению количественного анализа, В.Ю. Карпенко за помощь в съёмке рентгенограмм.

Литература

Гаврусевич Б.А., Семененко Н.П. Материалы по петрографии и геохимии Юго-Восточного Прибайкалья. Ч. 3. Тр. СОПС АН. Сер. Сибирская. **1935**. Вып. II. 44 с.

Занвилевич А.Н., Карманов Н.С., Бурдуков И.В., Литвиновский Б.А. Оценки условий кристаллизации габбро-сиенитовой серии на основе химического состава минералов (Ошурковский массив, Забайкалье) // Зап. ВМО. **1999**. Ч. CXXVIII. № 1. С. 31–47.

Кислов Е.В. Минерагения Северо-Восточной Азии. Вторая Всерос. науч.-практ. конф. Путеводитель экскурсии. Улан-Удэ: ЭКОС. **2011**. 12 с.

Кузнецова Л.Г., Василенко В.Б., Холодова Л.Д. Особенности состава породообразующих минералов Ошурковского массива // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Сб. науч. тр. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН. **1996**. Т. 11. С. 81–97.

Ласточкин Е.И., Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г. Амфиболы в породах Ошурковского массива // Вестник БНЦ СО РАН. **2011**. № 2. С. 155–161.

Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. М.: Гос. науч.-техн. изд. литературы по геологии и охране недр. **1957**. 870 с.

Семёнов В.Ю. Петрологическая специфика Ошурковского апатитового месторождения (Западное Забайкалье) // Новые и нетрадиционные типы месторождений полезных ископаемых Прибайкалья и За-

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 50

байкалья. Мат. Всерос. науч.-практ. конф. Улан-Удэ: ЭКОС. **2010**. С. 155—157.

Ферсман А.Е. Пегматиты. Гранитные пегматиты / Третье испр. и доп. изд. М.-Л.: АН СССР. **1940**. 646 с.

Anthony J.W., Bideaux R.A., Bladh K.W., Nichols M.C. Handbook of Mineralogy. Tucson Arizona, USA: Mineral Data Publishing. **1990**. Vol. II. Pt. 2. 904 p.

Barrer R.M., Marshall D.J. Synthetic zeolites related to ferrierite and yugawaralite // Amer. Mineral. **1965**. Vol. 50. P. 484—489.

Barga K.E., Beeson M.H., Keith T.E.C. Zeolites in Yellowstone National Park // Mineral. Rec. **1981**. Vol. 12. P. 29—38.

Eberlein G.D., Erd R.C., Weber F., Beatty L.B. New occurrence of yugawaralite from the Chena Hot Springs Area, Alaska // Amer. Mineral. **1971**. Vol. 56. № 9—10. P. 1699—1717.

Konno H., Aoki M. Yugawaralite from Nukabira, Hokkaido // Mineral. Jour. Japan. **1977**. Vol. 8. P. 456—462.

Leal P.R., Vattuone M.E., Latorre C.O. Zeolite assemblages from Northern Patagonian Andes, Argentina // Rev. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. **2011**. Vol. 28. N. 2. P. 212—225.

Railton G.L., Watters W.A. Minerals of New Zealand // Bull. New Zealand Geol. Surv. **1990**. N. 104. 89 p.

Pongiluppi D. A new occurrence of yugawaralite at Osilo, Sardinia // Canad. Mineral. **1977**. Vol. 15. P. 113—114.

Sakurai K., Hayashi A. Yugawaralite, a new zeolite // Sci. Rep. Yokohama Nat. Univ. **1952**. Sec. 11. No. 1. P. 69—77.

Tschernich R. Zeolites of the World. Phoenix, Arizona, USA: Geoscience Press Inc. **1992**. 563 p.

Weisenberger T., Selbekk R.S. Multi stage zeolite facies mineralization in the Hvalfjördur area, Iceland // Int. Jour. of Earth Sci. **2009**. Vol. 98. No 5. P. 985—999.

Wise W.S. Yugawaralite from Bombay, India // Mineral. Rec. **1978**. Vol. 9. No. 5. P. 296.

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 51

УДК 549.618

НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ АЛЛАНИТЕ ИЗ ВЕРХОТУРЬЯ (К 180–ЛЕТИЮ ОТКРЫТИЯ ОРТИТА В РОССИИ)

В.А. Попов
Институт минералогии, УрО РАН, Миасс, popov@mineralogy.ru

В.А. Губин
Уральский федеральный университет, Екатеринбург, vagubin@mail.ru

В.Ю. Карпенко
Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана, РАН, Москва, mineralab@mail.ru

В.В. Хиллер
Институт геологии и геохимии, УрО РАН, Екатеринбург, hilvervit@mail.ru

В статье кратко рассмотрены история открытия в России (г. Верхотурье, Ср. Урал) минерала ортита и результаты его изучения, выполненного А.Я. Купфером, Г. Розе, Р. Германом, Н.И. Кокшаровым. Кристаллы ортита находятся в пегматитовой жиле из биотитовых гранитов (так называемый Троицкий камень), главные минералы: микроклин, кварц, биотит, роговая обманка; второстепенные и акцессорные: алланит, магнетит, шерл, фторапатит, циркон, эпидот, кальцит, халькопирит. Приведены новые данные по составу и морфологии кристаллов. Наиболее развитые формы (100), (001), (111), (110), менее развиты (101), (102), (103), (302), (304), (706), (221), (112); изредка — двойники по (100). Кристаллы обнаруживают зональность и секториальность по контрасту среднего атомного номера и содержанию Ca, Fe, Al, *REE*, Th, Ti. Показано, что ортит из Верхотурья — это алланит-(Ce), вариации состава (микрозонд, вес.%): SiO_2 31.76 — 33.47; TiO_2 0.10 — 0.23; ThO_2 0.26 — 0.40; UO_2 0.00 — 0.04; Al_2O_3 16.85—20.05; Y_2O_3 0.01 — 0.11; La_2O_3 4.38 — 5.82; Ce_2O_3 7.82 — 10.30; Pr_2O_3 0.49 — 1.02; Nd_2O_3 2.63 — 3.10; Sm_2O_3 0.20 — 0.36; Gd_2O_3 0.12 — 0.19; MgO 0.61 — 0.84; CaO 11.03 — 14.99; FeO 10.09 — 12.59; MnO 0.55 — 0.75; Na_2O 0.00 — 0.11; F 0.09 — 0.20; сумма 92.76 — 96.64. Приведено сравнение с первым анализом Р. Германа (1848), в котором La > Ce. Изученный минерал слабо метамиктен, с чем связаны, по-видимому, заниженные суммы анализов.
В статье 2 таблицы, 7 рисунков, список литературы из 23 названий.
Ключевые слова: ортит, алланит, группа эпидота, пегматиты, Троицкий Камень, А.Я. Купфер, Г. Розе, Р. Герман, Н.И. Кокшаров, А.Е. Ферсман.

Алланит — алюмосиликат редких земель, железа и кальция, черного цвета — впервые описал Т. Томпсон и назвал его в честь шотландского минералога Томаса Аллана, обнаружившего этот минерал в Восточной Гренландии (Thompson, 1810). За первым открытием последовали другие: в 1818 г. Й. Берцелиус нашел и описал похожий минерал из Фалуна (Швеция) под именем ортита за его прямые, плоские, лучеобразные формы, а в 1824 г. А. Леви — чёрный эпидот близ Арендаля (Норвегия), названный им букландитом в честь английского геолога В. Букланда. Существовали и другие многочисленные синонимы алланита-ортита, отражающие какие-либо свойства минерала или место находки (Armbruster *et al.*, 2006).

Открытие и изучение ортита в России связано с именами выдающихся российских и европейских ученых и исследователей — Адольфа Купфера, Густава Розе, Рудольфа Германа, Николая Кокшарова.

А.Я. Купфер (рис. 1), уроженец Латвии, после получения высшего образования в Берлине и защите диссертации на степень доктора философии дополнительно совершенствовался в Париже (Пасецкий, 1984). В 1824 г. был приглашен в Казанский университет на должность профессора физики, в котором проработал четыре года. В 1828 г. в связи с его избранием ординарным академиком Петербургской Академии наук переехал в столицу. Но летом, еще до переезда в Петербург, он предпринял со своим другом — аптекарем и художником К. Клаусом — путешествие по Уралу по маршруту: Казань — Златоуст — Екатеринбург — Нижнетагильск — Кушва — Верхотурье — Екатеринбург — Казань. В пути Купфер тщательно вел дневник, в котором фиксировал высоты горных хребтов, их геологическое строение, метеоусловия, производственную и экономическую деятельность заводов и рудников, условия жизни и обычаи городского и сельского населения (Kupffer, 1833). В Верхотурье (ныне — город в Свердловской области) Купфер изучал горные породы по берегам р. Туры в районе так называемого Троицкого Камня (рис. 2) и нашел здесь минерал ортит. Вот как он описывает место находки (Kupffer, 1833, с. 426): *«В Верхотурье граниты состоят почти только из белого пластинчатого полевого шпата с небольшим количеством слюды, еще меньшим — кварца и граната. Эти граниты для изучения наибо-*

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:34 Страница 52

Рис. 1. Адольф Яковлевич Купфер (1799–1865) – физик, метролог, кристаллограф, минералог, путешественник. Один из основателей метрологической и метеорологической служб России. Член более 20 российских и зарубежных академий и обществ (Пасецкий, 1984).

лее доступны по левому берегу р. Туры, где они выступают в высоких крутых скалах. Около этого места по правому берегу Туры рассеяны ромбоидальные призмы с углом приблизительно 115°, черного цвета, которые легко плавятся в пламени паяльной трубки и которые господин Берцелиус признал за ортит» (перевод Л.В. Ивкиной).

Для дальнейшего изучения верхотурского ортита несколько его кристаллов А.Я. Купфер передал профессору минералогии Берлинского университета Густаву Розе. Заметим, что до появления верхотурского ортита многие ученые (Томпсон, Гайдингер, Шерер, Брейтгаупт и др.), а также и сам Розе из-за несовершенства кристаллов относили алланит (ортит) к ромбической системе. Г. Розе исследовал ортит Купфера после завершения знаменитой экспедиции по Уралу и Сибири под руководством Александра фон Гумбольдта, в которой сам участвовал (Rose, 1837). В главе о путешествии по Среднему Уралу Розе описывает результаты гониометрических исследований верхотурского ортита, из которых со всей определенностью заключает, что доступные для измерения углы ортита совпадают с аналогичными углами минерала эпидота, следовательно, сингония ортита – моноклинная; формы, встреченные Г. Розе – *T*, *M* и *r* в обозначениях Гаюи для эпидота (Rose, 1837), что соответствует ныне принятым формам *c*(001), *a*(100) и *r*(-101). Так Г. Розе исправил ошибку предшественников. Однако вычертить полный кристалл ортита Розе не удалось: *«кристаллы попадаются простые и двойниковые, но те и другие, сколько я мог заметить, обломаны на концах»* (Rose, 1837; Кокшаров, 1858). Не зная химического состава ортита, и только на основе морфологических признаков Г. Розе назвал верхотурский ортит «чёрным эпидотом», или букландитом.

Химическую природу чёрного эпидота из Верхотурья установил Ганс Рудольф Герман (рис. 3), приехавший в 1827 г. из германского Дрездена в Москву для организации завода по изготовлению искусственных минеральных вод (Либман, 1956). С этого времени Москва стала для Германа второй родиной (Траутшольд, 1881). Не имея официального высшего образования, но благодаря своей одаренности и увлеченности наукой, Герман достиг поразительных результатов. Особенно велики его заслуги в области аналитической химии минералов редких земель, циркония, тория, урана, тантала и ниобия. Основоположник современной кристаллографии Е.С. Фёдоров называл Р. Германа одним из основателей минералогической науки наряду с Н.И. Кокшаровым и Г. Розе.

В 1841 г. Герману для изучения был передан образец «чевкинита» из Ильменских гор. Разложив минерал, Герман доказал со всей очевидностью его отличие от чевкинита, принял за ортит и описал под названием уралортита (Hermann, 1841). Таким образом, Ильме-

Рис. 2. Верхотурье. Вид на Свято-Троицкий собор и Троицкий Камень на левом берегу р. Туры – место первой находки ортита в России. Фото: С.А. Гаврилов, 2011 г.

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:35 Страница 53

ны стали местом второй находки ортита в России после Верхотурья, а приведенный химический анализ явился, по всей видимости, первым из опубликованных для российского ортита. Уралортит происходил, вероятно, из копи 22 по нумерации М.П. Мельникова (Попова и др., 1980).

Находка «уралортита» побудила Германа сделать химические анализы других алланитов, ортитов, «чёрных эпидотов» из северной Европы и Верхотурья (Hermann, 1848). Появился, наконец, достаточно точный по тому времени, химический состав верхотурского ортита (табл. 1). На основе своих анализов исследованных минералов и гониометрических измерений кристаллов верхотурского ортита и ильменского «уралортита», выполненных Г. Розе, Герман приходит к важным выводам, что все исследованные минералы представляют собой ортит, и должны быть отнесены к группе эпидота (Hermann, 1848). Аналогичные выводы независимо от Германа, но чуть позднее, сделал Н.И. Кокшаров (Кокшаров, 1848).

Долгое время сосуществовали названия «алланит» и «ортит», обозначавшие соответственно таблитчатые кристаллические и призматические метамиктные водосодержащие разновидности минерала. В 1986 г. Комиссия по новым минералам и названиям минералов Международной минералогической ассоциации оставила в качестве корневого лишь название «алланит», и минерал Т. Томпсона был назван алланитом-(Ce) (Nickel, Mandarino, 1987). Статус минерального вида также получили алланит-(Y), алланит-(La) (Armbruster *et al.*, 2006). Таким образом, по результатам анализов в соответствие с требованиями современной номенклатуры ортит из Верхотурья является алланитом-(Ce).

При подготовке статьи не удалось найти публикаций по морфологии верхотурского алланита. Кратковременная поездка В.А. Губина в 2013 г. в Верхотурье тоже не решила проблему: алланит из пегматитовых жил Троицкого Камня (рис. 4) был вполне пригоден для химических анализов, но не для кристаллографических измерений.

Хорошие кристаллы алланита с этого места, однако, были обнаружены в сборах Александра Евгеньевича Ферсмана. А.Е. Ферсман в рамках Радиевой экспедиции, организованной В.И. Вернадским в 1911 г. для изучения радиоактивных минералов и руд России, дважды посещал Верхотурье: в 1912 г. вместе с академиком Вернадским и в 1913 г. — с химиком-минералогом Б.А. Линденером. Во второй поездке был собран материал с хоро-

Рис. 3. Рудольф Герман (1805—1879) — естествоиспытатель, минералог, один из авторитетнейших российских химиков-аналитиков середины XIX в., доктор медицины, член-корреспондент Российской академии наук, автор более 180 научных публикаций в российских и немецких журналах и сборниках (Либман, 1956).

Таблица 1. **Состав алланитов из Верхотурья (мас.%)**

Компоненты	Hermann, 1848*	наши данные 1	2	3	4
SiO_2	32.46	33.47	31.76	32.10	31.95
TiO_2		0.10	0.16	0.19	0.23
ThO_2		0.28	0.40	0.26	0.37
UO_2		0.02	0.00	0.04	0.03
Al_2O_3	18.09	20.05	17.10	17.46	16.85
Y_2O_3	1.5	0.01	0.11	0.07	0.04
La_2O_3	9.76	4.38	5.56	5.82	5.33
Ce_2O_3	6.77	7.82	10.42	10.26	10.30
Pr_2O_3		0.49	0.77	1.02	0.62
Nd_2O_3		2.63	2.95	3.10	3.06
Sm_2O_3		0.36	0.27	0.32	0.20
Gd_2O_3		0.12	0.19	0.14	0.16
MgO	1.02	0.68	0.61	0.84	0.76
CaO	13.18	14.99	11.04	11.43	11.03
FeO	13.84**	10.09	11.32	12.59	11.06
MnO	следы	0.55	0.59	0.75	0.57
Na_2O		0.00	0.10	0.06	0.11
H_2O	3.40				
F		0.13	0.20	0.19	0.09
$-O=F_2$		-0.05	-0.08	-0.08	-0.04
Сумма	100.02	96.17	93.55	96.64	92.76

*Примечание: * — в ан. обнаружены следы окиси меди и закиси марганца; ** — пересчет на $\sum(FeO+Fe_2O_3)$.*
Пустая клетка означает, что компонент не определялся. 0.00 — содержание компонента ниже предела обнаружения. Номера анализов соответствуют номерам точек на снимке BSE; микрозондовый анализатор CAMECA SX 100, аналитик В.В. Хиллер. Эмпирические формулы алланита (расчет на 8 катионов, при Si > 3.05 формула нормализовалась на Si = 3 а.ф.; Armbruster et al., 2006): Hermann — $(Ca_{1.30}Ce_{0.23}La_{0.33}Y_{0.07})_{1.93}(Al_{1.94}Fe_{1.06}Mg_{0.14})_{3.16}(SiO_4)(Si_2O_7)O_{0.33}(OH)_{2.06}$; 1 — $(Ca_{1.44}Ce_{0.26}La_{0.15}Nd_{0.08}Pr_{0.02}Sm_{0.01}Th_{0.01})_{1.97}(Al_{2.12}Fe_{0.76}Mg_{0.09}Mn_{0.04}Ti_{0.01})_{3.02}(SiO_4)(Si_2O_7)(O_{0.96}F_{0.04})\ OH)_{0.70}$; 2 — $(Ca_{1.12}Ce_{0.37}La_{0.20}Nd_{0.10}Pr_{0.03}Sm_{0.01}Th_{0.01}Gd_{0.01}Y_{0.01}Na_{0.02})_{1.88}(Al_{1.90}Fe_{0.89}Mg_{0.09}Mn_{0.05}Ti_{0.01})_{2.94}(SiO_4)(Si_2O_7)(O_{0.94}F_{0.06})(OH)_{0.35}$; 3 — $(Ca_{1.22}Ce_{0.35}La_{0.20}Nd_{0.10}Pr_{0.03}Sm_{0.01}Th_{0.01}Na_{0.01})_{1.93}(Al_{1.92}Fe_{0.96}Mg_{0.12}Mn_{0.05}Ti_{0.02})_{3.07}(SiO_4)(Si_2O_7)(O_{0.94}F_{0.06})(OH)_{0.72}$; 4 — $(Ca_{1.15}Ce_{0.35}La_{0.19}Nd_{0.11}Pr_{0.02}Sm_{0.01}Th_{0.01}Gd_{0.01}Na_{0.02})_{1.87}(Al_{1.86}Fe_{0.87}Mg_{0.11}Mn_{0.05}Ti_{0.03})_{2.94}(SiO_4)(Si_2O_7)\ (O_{0.97}F_{0.03})(OH)_{0.22}$.

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:35 Страница 54

Рис. 4. Кристалл алланита (1.8 см) в кварц-полевошпатовом пегматите. Верхотурье, Троицкий Камень. Фото: В.А. Губин. Рис. 5. Двойник по {100} алланита. 1 см. Верхотурье, яма за Женским монастырём. ММФ, систематическая коллекция, № 21851, сбор А.Е. Ферсмана и Б.А. Линденера, 1913 г. Фото: М.М. Моисеев.

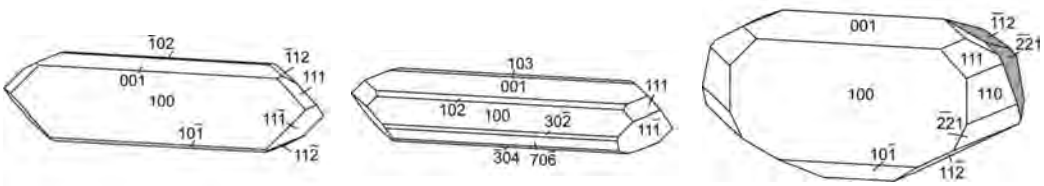
шо образованными кристаллами алланита и выяснено распространение жил с этим минералом. В отчёте А.Е. Ферсман так описывает места отбора проб: «*В самом Троицком Камне лейкократовые жилы с ортитом хотя и имеются, но в ограниченном количестве, и добыть из них годный материал не представляется возможным. Зато в каменоломне за городом и женским монастырём удалось собрать превосходный материал: особенно в северо-западном углу этой ломки была обнаружена богатая пегматитовая жила, разработка которой рабочими дала не только ряд штуфов с этим минералом, но и хороший подбор правильных кристалликов, богатых гранями, с хорошо образованными головками*» (Ферсман, 1914, с. 159).

Пегматитовые жилы с алланитом в районе Верхотурья залегают в довольно основном биотитовом граните герцинского возраста, лишённом какой-либо расслоенности. Эти пегматиты А.Е. Ферсман относит к наиболее ранним, глубинным, типа I (подтип — алланитовые пегматиты), отвечающие геофазам *B, C* (Ферсман, 1940). Пегматиты Троицкого Камня состоят из основного плагиоклаза, в меньшей степени — из микроклина, кварца, биотита и роговой обманки. Список акцессориев пегматитов скуден — это алланит, магнетит, халькопирит, шерл. Дополнительно в наших сборах были встречены фторапатит (содержит 3.43 мас.% F и 0.35 мас.% *REE*), циркон, эпидот и кальцит.

Александр Евгеньевич после своих путешествий привезенные минералы сдавал в различные музеи и университеты страны, но главным образом в Минералогический музей Российской академии наук. Минералогические сборы А.Е. Ферсмана из фондов последнего систематизированы В.Д. Дусматовым по географии находок и по инвентарным номерам (Дусматов, 2003). Среди них есть и образцы алланита-(Ce) из Верхотурья, собранные А.Е. Ферсманом и Б.А. Линденером в 1913 г. в описываемой каменоломне (№№ 702—707 из коллекции месторождений и №№ 21846—21856 из систематической коллекции).

При нашем знакомстве с этими сборами установлено, что двойники и кристаллы алланита-(Ce) свежие, чёрного цвета, без характерной «кофейной» рубашки изменения. Фрагменты плоскостей кристаллов достаточно ровные, но блестят слабо (рис. 5). Ряд кристаллов имеет грани на головках, особенно хорошим качеством отличаются кристаллы,

Рис. 6. Форма кристаллов и двойников по {100} алланита-(Ce) из Верхотурья (по замерам кристаллов ММФ № 21851).



NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:35 Страница 55

записанные в систематическую коллекцию под № 21851. Размер отдельных кристаллов достигает 2.5 х 1 см, в среднем же не превышает 1 см. Для этих кристаллов были проведены гониометрические измерения с использованием столика Фёдорова под бинокулярным микроскопом (рис. 6).

Кроме участков плоских граней на поверхности кристаллов значительную площадь занимают индукционные поверхности одновременного роста алланита с кварцем, биотитом и полевым шпатом.

Рентгенографически этот материал оказался слабометамиктным. Порошкограмма обломка одного из кристаллов, записанных под № 21851, представлена в таблице 2. По сравнению с неметамиктным алланитом-(Ce) (Cech *et al.*, 1972), данные по которому приведены в этой же таблице, порошкограмма алланита из Верхотурья характеризуется небольшим набором линий, частично уширенных и «размытых».

Химический состав алланита в образцах, собранных в Верхотурье авторами, изучался в Институте геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург) на микрозондовом анализаторе с волнодисперсионными спектрометрами CAMECA SX 100 (рис. 7, табл. 2, аналитик В.В. Хиллер) при следующих условиях: напряжение 15 кВ, сила тока 50 нА, диаметр пучка 5 мкм. Стандарты: синтетические фосфаты вида (*REE*)PO_4 (Y, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Gd), Fe_2O_3 (Fe), TiO_2 (Ti), ThO_2 (Th), UO_2 (U), диопсид (Si, Mg, Ca), родонит (Mn), жадеит (Na, Al), фтор-флогопит (F на кристалл-анализаторе LPC0). Условия картирования: 15 кВ, 100 нА, время сканирования в каждой точке карты 100 мс, время набора каждой карты — 4 часа 20 минут. Всего проанализировано 15 точек, из которых выбраны типичные 4 для различных зон роста. Проанализированный нами материал имеет селективно-цериевый состав лантаноидов с преобладанием собственно церия, в связи с чем его следует именовать алланит-(Ce). Отметим также относительно большое количество магния (около 0.9 мас.% MgO), которое можно объяснить повышенной магнезиальностью вмещающих гранитов. Минерал содержит очень мало тория, с этим, вероятно, связана слабая метамиктность минерала, фиксируемая на рентгенограмме. В целом, современные микрозондовые анализы близки анализу Р. Германа (табл. 1). Заметим, однако, что в анализе Германа La преобладает над Ce, и, согласно современной номенклатуре группы эпидота (Nickel, Mandarino, 1987; Armbruster *et al.*, 2006), минерал следовало бы называть алланит-(La). Списывать это разли-

Таблица 2. **Межплоскостные расстояния алланита-(Ce) из Верхотурья, Ср. Урал, и Замбии**

Верхотурье (наши данные)		Луангве, Замбия (Cech *et al.*,1972)*		
I	*d/n*, Å	*I*	*d/n*, Å	*hkl*
		8	9.23	001
		11	8.11	100
		17	7.96	-101
		13	5.12	101
		10	5.02	-102
		5	4.89	011
10ш	4.72	15	4.70	-110
		10	4.61	002
		1	4.06	200
		3	3.98	-202
		4	3.83	111
		8	3.79	-112
		9	3.60	012
90	3.523	45	3.53	-211
30	3.355	7	3.32	-210
		6	3.28	-212
		13	3.25	201
		2	3.17	-203
100	2.921	100	2.920	-113
30ш	2.845	30	2.886	020
		16	2.829	211
		5	2.753	021
40ш	2.707	65	2.714	013
		5	2.658	-303
50	2.619	40	2.627	-311
		20	2.561	202
		10	2.506	-204
10	2.462	8	2.447	022
10	2.415	14	2.413	-313
		13	2.337	-222
		8	2.301	-114
		5	2.291	-304
		2	2.233	-402
		7	2.210	122
		12	2.193	-123
		35	2.182	-401
20ш	2.141	25	2.158	-403
		13	2.141	014
		19	2.135	-223
20ш	2.117	11	2.105	023
		5	2.070	203
		3	2.056	322
		3	2.030	-205

*Примечание: ш — широкая линия; условия съемки алланита из Верхотурья: фотометод, камера Гинье Huber 621 с кварцевым монохроматором; CuKα$_1$ излучение; внутренний стандарт — кварц, аналитик В.Ю. Карпенко. * — данные для d/n < 2.00 не приведены.*

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:35 Страница 56

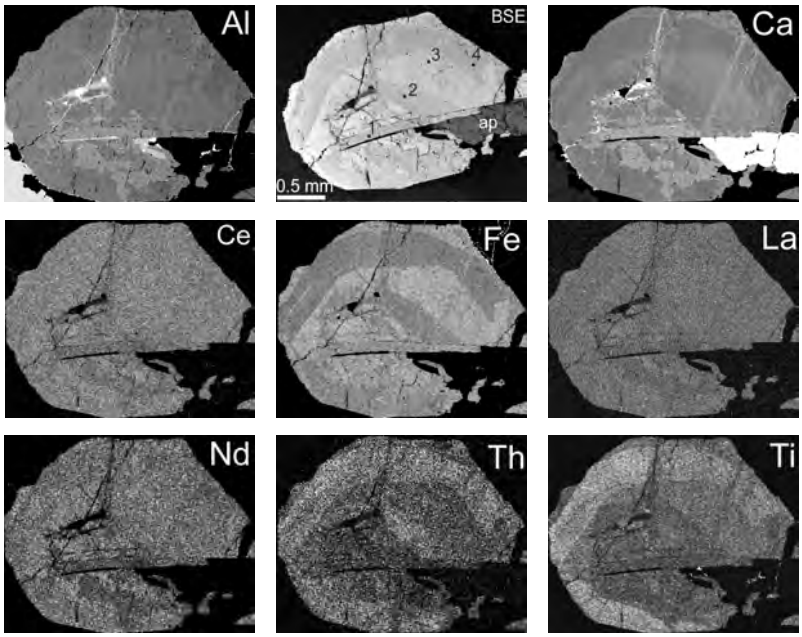


Рис. 7. Поперечное сечение кристалла алланита-(Ce). Изображение в режиме обратно-отраженных электронов (BSE) и в характеристическом рентгеновском излучении AlKα, FeKα, CaKα, TiKα, CeLα, LaLα, NdLα, ThMα.
Аналитик В.В. Хиллер.

чие на несовершенство методики старого анализа рано, поскольку исследовано лишь одно случайное сечение. С другой стороны, на момент выполнения анализа Р. Германом (1848 год) часть редких земель попросту еще не была известна, либо была известна в виде смесей, что вполне могло привести к соответствующему результату.

Для алланитов характерны разнообразие и широта изоморфных замещений, что было описано многими авторами (Хвостова, 1962; Кепижинскас, Хлёстов, 1971; Gieré, Sorensen, 2004; Armbruster *et al.*, 2006; и др.). Наряду с распространенной схемой гетеровалентного изоморфизма $Ca^{2+} + Al^{3+} \leftrightarrow REE^{3+} + Fe^{2+}$ в нашем случае следует указать и иные. Присутствие Mn, Mg и F позволяет говорить о наличии компонент долассеита-(Ce) и христовита-(Ce) и реализации механизмов $Ca^{2+} + Al^{3+} \leftrightarrow REE^{3+} + (Mn, Mg)^{2+}$ и $Al^{3+} + O^{2-} \leftrightarrow (Mn, Mg)^{2+} + F^{-}$ (Peacor, Dunn, 1988; Паутов и др., 1993). Th и U могут входить по схеме $(Th, U)^{4+} + 2M^{2+} \leftrightarrow Ca^{2+} + 2REE^{3+}$ (где $M = Fe^{2+}$, Mn^{2+}, Mg^{2+} (Gieré, Sorensen, 2004).

На BSE-снимке сечения алланита (рис. 7) выявляется сложная ростовая зональность и секториальность кристалла, не всегда коррелирующая с колебаниями содержаний того или иного элемента, а являющаяся, по всей вероятности, общим итогом реализации нескольких схем изоморфных замещений. В центральной (нижней) части случайного сечения кристалла видны участки с повышенными содержаниями Ca и Al, которые по составу приближаются к эпидоту (табл. 1, ан. 1). Пятнистость этого участка, возможно, связана с блочным ростом кристалла. Теоретически возможно, что в полной анатомической картине вдоль кристалла встретится редкоземельный эпидот. Титан и торий дают аналогичную картину распределения, но секториальность их явно различна (рис. 7). В распределении редких земель в изученном сечении нет яркой зональности, но секториальность заметна, особенно по церию и лантану. Существенный недостаток суммы в анализах 2 и 4 связан, скорее всего, с метамиктизацией соответствующих зон, что вызвано, вероятно, их обогащенностью торием и подтверждается соответствующей иллюстрацией (рис. 7). Похожий пример приведён для алланита-(Ce) из кварцевых прожилков формации Олдридж, Британская Колумбия, Канада (Campbell, Ethier, 1984).

Описанная неоднородность состава изученного кристалла дает возможность предположить вариации состава алланитов как в самом гранитном массиве, так и в других его пегматитовых жилах.

Широкое распространение алланита в Верхотурском районе замечено давно. На крупных минералогических объектах, каковым является Верхотурье, следует ожидать значительные вариации форм и состава минералов в разных фазах и фациях тел горных пород. Это подтверждает наше дополнительное исследование. Верхотурье — рай-

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:35 Страница 57

он, где можно поставить специальные исследования типоморфизма алланита на базе минералогического картирования. Алланиты, которые мы рассмотрели в разных коллекциях, судя по индукционным поверхностям, выросли синхронно с окружающими магматическими минералами, поэтому их типоморфизм можно увязывать с типоморфизмом других минералов соответствующих парагенезисов.

Авторы благодарны работникам библиотек города Екатеринбурга В.Н. Оносовой, Т.Б. Кочергиной и З.А. Спиридоновой за помощь в подборе исторической литературы, С.А. Гаврилову за прекрасный снимок панорамы Троицкого Камня, М.М. Моисееву за фото кристаллов, Э.М. Спиридонову и Л.А. Паутову за ценные советы.

Литература

Дусматов В.Д. Вклад А.Е. Ферсмана в систематическую коллекцию Минералогического музея Российской Академии Наук // Новые данные о минералах. **2003**. Вып. 38. С. 135—141.

Кепижинскас К.Б., Хлёстов В.В. Статистический анализ минералов группы эпидота. М.: Наука. **1971**. 310 с.

Кокшаров Н.И. О кристаллической системе уралортита // Горный журнал. **1848**. Ч. 2. Кн. 5. С. 204—227.

Кокшаров Н.И. Материалы для минералогии России. СПб. **1858**. Ч. 3. С. 380—419.

Либман Э.П. О работах Р.И. Германа в области химии и минералогии редких металлов // Тр. ин-та истории естествозн. и техн. **1956**. Т. 12. С. 40—54.

Пасецкий В.М. Адольф Яковлевич Купфер, 1799 — 1865. М.: Наука. **1984**. 207 с.

Паутов Л.А., Хворов П.В., Игнатенко К.И., Соколова Е.В., Надежина Т.М. Христовит-(Ce) (Ca,*REE*)*REE*(Mg,Fe)MnAlSi_3O_{11}OH(F,O) — новый минерал группы эпидота // Зап. ВМО. **1993**. Ч. 122. Вып. 3. С. 103—111.

Попова В.И., Баженова Л.Ф., Поляков В.О. Ортит ильменских гор // Минерал. журн. **1980**. Т. 2. № 3. С. 73—82.

Траутшольд Г. Рудольф Герман (некролог) // Зап. СПб. Минерал. Об-ва. **1881**. Ч. 16. С. 1—20.

Ферсман А.Е. Отчет о командировке на Урал летом 1913 года // Тр. Геол. музея Импер. Акад. Наук. **1914**. Т. 8. Вып. 8. С. 159—160.

Ферсман А.Е. Пегматиты / Т. 1. Гранитные пегматиты. М.-Л.: АН СССР. **1940**. 712 с.

Хвостова В.А. Минералогия ортита // Тр. ИМГРЭ. М.: АН СССР. **1962**. Вып. 11. 120 с.

Armbruster T., Bonazzi P., Akasaka M., Bermanec V., Chopin C., Gieré R., Heyss-Assbichler S., Liebscher A., Menchetti S., Pan Y., Pasero M. Recommended nomenclature of epidote-group minerals // Eur. J. Miner. **2006**. Vol. 18. P. 551—567.

Campbell F.A., Ethier V.G. Composition of allanite in the footwall of the Sullivan orebody, British Columbia // Canad. Mineral. **1984**. Vol. 22. P. 507—511.

Cech F., Vrána S., Povondra P. A non-metamict allanite from Zambia // Neues Jahrb. Mineral. Abh. **1972**. Vol. 116. P. 208—223.

Gieré R., Sorensen S.S. Allanite and other *REE*-rich epidote-group minerals // Rev. in Mineral. and Geochem. **2004**. Vol. 56. Epidotes. Mineralogical Society of America, Washington. P. 431—493.

Hermann R. Über Ural-Orthit ein neues Mineral // Bull. Soc. Natur. Moscou. **1841**. Bd. 3. S. 544—549 (на нем. яз.).

Hermann R. Untersuchungen russischer Mineralien. 31. Über die Zussamensetzung der Epidote, so wie über heteromere Mineralien im Allgemein. (Schluss.) // J. prakt. Chem. Leipzig, **1848**. Bd. XLIII. № 1. S. 81—113 (на нем. яз.).

Kupffer A.Th. Voyage dens l`Oural entrepris en 1828. Paris. **1833**. P. 426 (на фр. яз.).

Nickel E.H., Mandarino J.A. Procedures involving the IMA Commission on New Minerals and Mineral Names, and Guidelines on Mineral Nomenclature // Canad. Mineral. **1987**. Vol. 25. P. 353—377.

Peacor D.R., Dunn P.J. Dollaseite-(Ce) (magnesium orthite redefined): structure refinement and implications for F + M^{2+} substitutions in epidote-group minerals // Amer. Mineral. **1988**. Vol. 73. P. 838—842.

Rose G. Mineralogisch-geognostische Reise nach dem Ural, dem Altai und dem Kaspischen Meere von A. Humboldt, Ehrenberg und Gustav Rose. Berlin: Verlag der Sanderachen Buchhandlung (C.W. Eichhoff). **1837**. Bd. 1. 641 S. (на нем. яз.).

Thompson T. Experiments on allanite, a new mineral from Greenland // Trans. Royal. Soc. Edinburg. **1810**. Vol. 8. P. 371—386.

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:35 Страница 58

УДК 553.4+553.261 (574.2)

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО МИНЕРАЛОГИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЛУТОНОГЕННОЙ ЗОЛОТО-КВАРЦЕВОЙ ФОРМАЦИИ СЕВЕРА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА. I.

Э.М. Спиридонов
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, ernstspiridon@gmail.com

Представлена история формирования минерального состава плутоногенных золото-кварцевых месторождений Степнякской группы на севере Центрального Казахстана. Описаны минеральные фации глубинности формирования месторождений, минеральные признаки рудных столбов, природа рудоносных флюидов, светлые слюды, кварц, карбонаты, шеелит, пирит, арсенопирит, пирротин, герсдорфит, сфалерит, бертьерит, аргентотеннантит, аргентотетраэдрит, рощинит, теллуриды и сульфотеллуриды Bi, маттагамит, кобальтистые фробергит и мелонит, монтбрейит, калаверит, креннерит, сильванит, петцит, твёрдый раствор петцит-гессит, гессит. Уточнены последовательность образования теллуридов (от существенно золотых к серебряным) и ряд сродства с теллуром: Co > Fe, Ni > Bi, Sb > Pb > Ag, Hg > Au, Cu.
В статье 8 таблиц, 10 рисунков, список литературы из 60 названий.
Ключевые слова: шеелит, маттагамит, фробергит, мелонит, монтбрейит, калаверит, креннерит, сильванит, твёрдый раствор петцит-гессит, сродство к теллуру.

Несмотря на массу сводок по золотым месторождениям, современное состояние геологии диктует необходимость генетической типизации месторождений золота. Один из способов её видится в детальном изучении конкретных золоторудных формаций, отдельных рудных провинций и месторождений.

Гидротермальные месторождения золота часто объединяют в 3 формации — малых глубин (с обилием сульфидов, с низкопробным золотом, с сульфосолями Ag), средних глубин (умеренносульфидные, с относительно низкопробным золотом), больших глубин (малосульфидные, с высокопробным золотом) (Петровская и др., 1976). Эта почти общепринятая в нашей стране классификация не вполне отвечает современному уровню геологии. Так, среди месторождений больших глубин масса богатых сульфидами, среди месторождений малых глубин немало убогосульфидных с высокопробным золотом; ряд месторождений со всеми признаками приповерхностных формировались на глубинах 1.5—2 км; на тех же глубинах возникли месторождения золота с характерными признаками месторождений больших глубин. Классификация гидротермальных месторождений Au по характеру рудовмещающих толщ (многие американские авторы) или на основе представлений о базовых формациях (групп крупнообъёмных месторождений сульфидных руд) малоубедительны. Более аргументированы классификации В. Линдгрена (Lindgren, 1933), Г. Шнейдерхена (Schneiderhöhn, 1941), Ю.А. Билибина (1947), П. Рамдора (Ramdohr, 1980), В.И. Смирнова (Смирнов, 1982) и близкие к ним (Ивенсен, Левин, 1975; Спиридонов, 1995, 2010; и др.), которые учитывают геологические особенности месторождений Au и особенно магматические образования, с которыми сопряжено оруденение. По типу магматических образований, которые непосредственно предшествуют или сопровождают Au оруденение, выделены гидротермальные плутоногенные формации складчатых областей, вулканогенные формации складчатых областей, островных дуг и срединно-океанских хребтов, вулканогенно-плутоногенные формации, а также амагматичные формации.

Плутоногенная гидротермальная золото-кварцевая формация. Месторождения плутоногенной золото-кварцевой березит-лиственитовой формации парагенетически связаны с тоналит-гранодиорит-плагиогранитными, адамеллитовыми и монцонит-гранитными интрузивными комплексами складчатых областей. Эти месторождения формируются в условиях закрытой системы при повышенном давлении (P). Величина P определялась положением верхней кромки гидротермальной системы, расположенной как правило близ кровли интрузивов или несколько выше. Самые низкие оценки P по газово-жидким включениям (ГЖВ) в ранних кварце и карбонатах руд — 0.3—0.6 кб (Спиридонов, 1995; Trumbull *et al.*, 1996), что отвечает минимальным глубинам формирования 1—1.5 км; максимальные оценки до 3.5—4 кб (~12—15 км) (Спиридонов, 1995; Hagemann, Brown, 1996; Mishra, Panigrahi, 1999; Jia *et al.*, 2000). Оценки P > 4 кб отвечают метаморфизованным рудам. Плутоногенные месторождения с возрастом от раннего архея до кайно-

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:35 Страница 59

зоя формировались в условиях относительно устойчивого давления на фоне плавного снижения температуры. Характерна слабо контрастная (до исчезновения) вертикальная геохимическая и минеральная зональность (Smith, 1948; Назьмова и др., 1978; Спиридонов, 1995; и др.). Типична большая протяженность Au оруденения по вертикали: 4.5 км, около 5 км с учетом эрозионного среза — Колар (Индия), около 3 км — Морро-Велью (Бразилия), около 2.5 км — Ашанти (Гана), около 2 км — десятки месторождений Канады, Африки, Австралии, Казахстана.

Североказахстанская золоторудная провинция. Североказахстанская золоторудная провинция приурочена к западному мегаблоку каледонид севера Центрального Казахстана (Богданов, 1959, 1965; Шульга, Булыго, 1969; Геология..., 1971). Это Степнякский мегасинклинорий (Восточно-Кокчетавский прогиб) и прилегающие районы. В западном мегаблоке широко развиты гранитоиды и метаморфические толщи протерозоя со структурами гранито-гнейсовых куполов (Спиридонов, 1982_1), мало гипербазитов и олистостромовых толщ, золотое оруденение в основном плутоногенное. Метаморфические толщи PR образуют «гранитный слой» земной коры, который местами подстилает AR гранулитовый, судя по ксенолитам в Степнякском интрузиве. Контуры древней континентальной массы фиксированы цепочками палеороссыпей циркона и рутила в кварцито-песчаниках позднего рифея — венда Кокчетавского, Ишкеольмесского и Еременьтауского поднятий (Шлыгин, 1962; Спиридонов, 1987_1, 1991). Во время каледонского этапа земная кора региона претерпела существенные изменения. Так, в Кокчетавском поднятии (срединном массиве) среди метаморфических толщ с $^{86}Sr/^{87}Sr = 0.716$ возник Зерендинский батолит гранодиоритов — адамеллитов с $^{86}Sr/^{87}Sr = 0.703_5$ (Шатагин, 1994), возрастной и формационный аналог крыккудукского комплекса Степнякского прогиба.

В восточном Примайкаинском мегаблоке масса гипербазитов и олистостромовых толщ, мало гранитоидов, Au оруденение колчеданного типа (Геология..., 1971); область развита на коре океанского типа.

Каледонский Степнякский мегасинклинорий образуют Степнякский и Селетинский прогибы (синклинории) и Ишкеольмесское поднятие (антиклинорий) (Шульга, Булыго, 1969). Месторождения Au размещены во всех этих структурах, тяготея к границам между ними. Как и во всём мире (Nesbitt, 1988), «мезотермальные» золото-кварцевые месторождения Степнякской группы размещены в верхней части континентальной земной коры, в зоне хрупких деформаций, выше изотермы 400°C.

Золоторудные месторождения Степнякской группы

Почему эта группа плутоногенных месторождений золота представляет большой интерес? Потому, что они размещены в нелинейной складчатой области и почти не захвачены послерудными тектонизацией и метаморфизмом; размещены в каледонских складчатых структурах. Здесь присутствуют одновозрастные месторождения от крайне малоглубинных до весьма глубинных, чего практически не бывает в мезо-кайнозойских и допалеозойских складчатых областях. Все сколько-нибудь значащие объекты вскрыты шахтами и глубокими скважинами, очевидно, потому что, в отличие от Узбекистана, здесь нет гигантских месторождений Au. Кроме того, эти месторождения детально изучены геологически и минералогически, в том числе в процессе геолого-петрографического и минерально-геохимического картирования масштаба 1:4000—1:1000: до глубин 300 м — Степняк (Спиридонов, 1986), до глубин 600 м — Бестюбе и Жолымбета (Спиридонов и др., 1986_1), объёмного геолого-геофизического и минерально-геохимического картирования масштаба 1:25.000—1:10.000 до глубин 900 м — рудное поле Аксу, включая месторождения Кварцитовые Горки, Южное и Северное Аксу, Будённовское (Спиридонов и др., 2002).

Геологическая позиция месторождений. Крупнейшее месторождение Степнякской группы — Бестюбе — тяготеет к стыку Ишкеольмесского антиклинория и Селетинского синклинория. Крупные месторождения — Жолымбет, Кварцитовые Горки, Аксу — расположены на стыке Степнякского синклинория и Ишкеольмесского антиклинория в зоне влияния долготного трансрегионального глубинного Омско-Целиноградского разлома, там, где его пересекли разломы СЗ простирания — Атансорский и иные. Крупные месторождения размещены в участках развития самых мелких по размеру интрузивов гранодиоритовой формации, на удалении от крупных интрузивов.

Главные месторождения золота в каледонидах Северного Казахстана приурочены к мелким интрузивам типа Степнякского, которые Ю.А. Билибин (1945) выделил в степнякский комплекс (послебатолитовая формация золотоносных малых диоритовых интру-

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:35 Страница 60

зивов), более молодой, чем крыккудукский комплекс (тоналит-гранодиоритовая формация). Сейчас доказано, что к производным позднеордовикского крыккудукского комплекса принадлежат и интрузивы степнякского типа и главные месторождения золота (Спиридонов, 1968, 1986, 1995; Спиридонов и др., 1986_1, 1986_3, 2002). Малые золотоносные интрузивы и дайки, с которыми парагенетически связаны месторождения, принадлежат инверсионной степнякит-тоналит-гранодиоритовой формации с возрастом 445±5 млн. лет. Мало- и убогосульфидные месторождения Степнякской группы — позднеордовикская плутоногенная золото-кварцевая формация с возрастом 445±3—5 млн. лет — Бестюбе, Жолымбет, Кварцитовые Горки, Степняк, Аксу, вскрыты шахтами до глубин 450—1100 м и скважинами глубиной до 1200—1700 м. В этих месторождениях слабо развиты иные гидротермально-метасоматические образования. Существует обратная связь между размерами рудоносных интрузивов и сопряжённых рудных концентраций, что свидетельствует о глубинном источнике рудного золота (Спиридонов, 1995).

Характеристика плутоногенной золото-кварцевой формации. Рудную формацию образуют кварцевые и карбонат-кварцевые жилы и их штокверки, оруденелые березитизированные и лиственитизированные породы, в их числе скарны и брекчии трубчатых тел газо-гидротермального взрыва. Строение месторождений от простого (единичные жилы или линзовидные штокверки) до весьма сложного (многочисленные системы рудных жил, зон штокверков и оруденелых метасоматитов). Все месторождения корневые, характерны структуры разрывных нарушений сжатия и сопряженные с ними малоамплитудные раздвиговые структуры, обычны многосистемные трещинные структуры. Трещины, выполненные рудными жилами, обычно сколовые, с движениями по ним взбросового типа. Главные рудные жилы нередко следуют вдоль даек микродиоритов и спессартитов. Рудные штокверки развиты как вдоль контактов, так и в объёме дайкообразных интрузивов и даек гранитоид-порфиров, в телах брекчий газо-гидротермального взрыва, в тектонизированных и лиственитизированных участках скарнов, вдоль крупноамплитудных разрывов, оперяющих глубинный Целиноградский разлом. Крутопадающие ответвления этого разлома — яркая черта геологического строения Кварцитовых Горок. В этих разломах, секущих отложения ордовика, находятся клинья метаморфитов раннего протерозоя и рифея, блоки терригенно-черносланцевых пород венда и кембрия.

На Кварцитовых Горках, как и на знаменитом Калгурли, почти всё Au оруденение размещено в жёстких породах — локализаторах трещин (на Кварцитовых Горках это кремнистые породы — фтаниты, на Калгурли — габбро-долериты); расположенные рядом чёрные сланцы — углеродистые аргиллиты и алевролиты — вмещают бедные руды.

Запасы месторождений не зависят от сложности их строения. Месторождения штокверковые и типа оруденелых метасоматитов содержат около 2/3 запасов Au, жильные — около 1/3. Месторождения имеют сравнительно небольшие размеры по латерали (< 2 × 2 км) и протяжённы по вертикали (> 0.5 — > 2 км).

Процессы формирования золото-кварцевой формации. Формация порождена процессами березитизации-лиственитизации — среднетемпературного углекислого метасоматоза (Коржинский, 1953; Зарайский, 1989), одного из наиболее поздних эпизодов послеинтрузивной гидротермальной деятельности (Спиридонов, 1995). Повсеместно березиты и листвениты содержат *п.*10 мг/т Au (в сравнении с первыми мг/т Au в исходных породах), что однозначно указывает на привнос золота березитизирующими растворами (как и As, Sb, Ag, Hg, Te; например, содержание Hg в исходных породах < 0.04 г/т, в березитах — 0.06—0.17 г/т и более). Максимальные параметры рудоотложения 375°C, 3.6 кбар, солёность растворов $NaCl$-KCl-$MgCl_2$ 17%, C_{CO_2} 7 и C_{CH_4} 2.5 моль/кг раствора (Спиридонов, 1992; Спиридонов и др., 2002). Сингенетичные H_2O-CO_2 и CO_2-H_2O включения в кварце, карбонате и шеелите, а также наличие в них включений с жидкой CO_2 свидетельствуют, что процессы рудоотложения сопровождались гетерогенизацией растворов, их вскипанием и дегазацией при тектонических подвижках. Значительная часть CO_2 фиксирована в карбонатах березитов, лиственитов и рудных жил. В рудных жилах среди интрузивных пород жидкая CO_2 во включениях в кварце и шеелите практически чистая, а для локализованных среди осадочных толщ рудных тел в ней содержится примесь метана. По результатам исследования индивидуальных ГЖВ максимальная C_{CH_4} достигала 2.5 моль/кг раствора (Бестюбе). Наличие в сингенетичных включениях в кварце, шеелите и карбонатах метана и лёгких и средних битумов (причина оранжево-красной окраски шеелита) свидетельствуют о миграции углеводородов в рудоносные трещинные зоны, что в дальнейшем явилось ведущей причиной кон-

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:35 Страница 61

Таблица 1. **Минеральные типы Степнякской группы месторождении по составу продуктивной минеральной ассоциации**

Фации глубин формирования м-ний	Оценка глубин формирования	Продуктивные минеральные ассоциации	Месторождения
Гипабиссальная	~1 км	Золото-антимонит-серебросульфосольная	Кварцитовая Горка-IV
	~1 – 2 км	Золото-галенит-серебросульфосольная	Кварцитовая Горка-I
	~2 – 3 км	Золото-галенит-сульфоантимонидная	Бестюбе
Мезоабиссальная	~3 – 7 км	Золото-галенит-сульфоантимонидная с теллуридами	Будённовское
			Караул-Тюбе
			Степняк
			Восточный Жолымбет
Абиссальная	~7 – >10 км	Золото-галенит-теллуридная до золото-теллуридной	Жана-Тюбе
			Жолымбет
			Южное Аксу
			Северное Аксу

центрированного осаждения в них Au. Такую же роль играл и H_2S: кварц и карбонаты ряда месторождений содержат включения с жидкой H_2S.

Слабокислые (H_2CO_3) золотоносные гидротермы с низкими fO_2 и fS_2 выщелачивали из рудовмещающих и подстилающих толщ SiO_2, Fe, Cu, Zn, Pb, Ni, Co и W, но не Mn, Mo. Руды бедны Mn, Ba и Mo, крайне бедны F, Sn, Ge, Be. Концентрированное осаждение Au обеспечили легкие углеводороды (метан) и битумоиды, мигрировавшие в трещинные зоны при процессах дорудного кислотного метасоматоза. Самые богатые руды (> 2 кг/т Au), в том числе оруденелые черносланцевые породы, содержат менее 20 мг/т Pt и Pd.

Ранее считалось, что значительная часть Au в рудах «растворена» в сульфидах. Подсчёты показали, что даже в пиритоносных чёрных сланцах Кварцитовых Горок с прожилково-вкрапленным оруденением 80 – 90% массы Au содержится в самородной форме (Спиридонов и др., 1986_3). Для богатых руд Кварцитовых Горок эта цифра близка к 100%, как и для руд малосульфидных месторождений Степнякской группы.

Золоторудные тела любого типа сложены следующими ассоциациями: реликтовых минералов; шеелит-кварцевой (± хлорит, карбонат, серицит, графитоид) (T ~ 375 – 305°C, обычно 330 – 315°); ранних сульфидов (пирит, арсенопирит ± пирротин) (T ~ 290 – 270°C); карбонат-полисульфидной (As-пирит, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, галенит, пирротин, кубанит, борнит, бурнонит, теннантит, тетраэдрит) (T ~ 270 – 210°C); продуктивной (золото ± сульфиды и сложные сульфиды Pb, Sb, Ag, Bi или теллуриды Bi, Pb, Ag, Ni, Fe-Co, Au-Ag, Au) (T ~ 210 – 155°C). На некоторых месторождениях проявлена позднеордовикская послезолоторудная сурьмяная минерализация. Минералы ранней шеелит-кварцевой ассоциации постоянно содержат включения с жидкой CO_2 и отлагались из растворов NaCl-KCl-$MgCl_2$ с солёностью 9 – 17%, богатых углекислотой. Минералы карбонат-полисульфидной и продуктивной ассоциаций отлагались из растворов того же состава с солёностью 2 – 11, чаще 4 – 9%; в них включения с жидкой CO_2 отсутствуют, то есть процесс рудоотложения шёл при дегазации растворов с потерей CO_2, что могло быть причиной увеличения pH растворов и одной из причин осаждения золота. Минералы карбонат-полисульфидной и продуктивной ассоциаций развивались метасоматически. Золотоносность рудных тел и околорудных метасоматитов практически целиком обусловлена развитием минералов продуктивной ассоциации, температура образования которой обычно 190 – 170°C. По этой причине месторождения тяготеют к одновозрастным малым интрузивам и дайкам, так как те и другие успевали остыть до нужной температуры. В противном случае золото рассеивалось!

Фации глубинности формирования месторождений. По геологическим данным, месторождения формировались на глубинах от 1 до 10 км и более. Эти плутоногенные месторождения возникли в условиях относительно закрытой системы на фоне постепенного снижения температуры, чем обусловлены устойчивый состав руд и рудных минералов по вертикали конкретных месторождений и дифференциация рудного вещества по уровням глубинности формирования месторождений. С ростом глубинности в рудах снижаются количества Sb, Hg, Tl и увеличиваются – Te, W, соотношения Au/Ag, Te/Se (от 1 – 2 до 100 – 3000), Au/Hg (от 1 до 200 – 6500). Фациям глубинности месторождений соответствуют их минеральные типы по составу продуктивной минеральной ассоциации (табл. 1):

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:35 Страница 62

гипабиссальной фации (давление P и температура T при начальном минералообразовании 0.3—0.9 кбар и 310—305°C; C_{CO_2} 2—2.5 моль/кг раствора) — золото-серебросульфосольно-антимонитовая с α-амальгамой золота и золото-галенит-сульфоантимонидная; мезоабиссальной фации (P 1.0—1.8 кбар и T 330—315°C; C_{CO_2} 2.5—4.5 моль/кг раствора) — золото-галенит-сульфоантимонидная и золото-галенитовая с теллуридами; абиссальной фации (P 2.1—3.6 кбар и T 375—325°C; C_{CO_2} 4—7 моль/кг раствора) — золото-галенит-теллуридная и золото-теллуридная (Спиридонов, 1985, 1992, 1995, 2010). Вероятная причина фиксации теллуридов в глубинных месторождениях обусловлена тем, что температура диссоциации H_2Te выше, а устойчивость заметно ниже, чем у H_2S. Ширина и интенсивность ореолов привноса Hg резко различны: от сотен метров и 0.*n*—*n* г/т — в гипабиссальных до первых метров и 0.0*n* г/т — в абиссальных месторождениях.

Давление не является функцией только глубины рудообразования. Но общая тенденция увеличения давления гидротерм от золото-антимонитовых месторождений к золото-галенитовым и далее к золото-теллуридным для позднеордовикской золото-кварцевой формации севера Центрального Казахстана очевидна. Термобарический градиент для месторождений данной формации специфичен — около 9.5 бар/град.

Минеральная и геохимическая зональность месторождений. Для всех месторождений слабо проявлена вертикальная минеральная и геохимическая зональность (Назьмова и др., 1978; Спиридонов, 1995). Тем не менее, продуктивная минерализация сосредоточена в их центре, поскольку процесс рудоотложения центростремительный. К периферическим частям рудных тел и месторождений снижаются величины соотношений Au/Ag, Pb/Zn, Te/Se. В конкретных месторождениях с глубиной несколько снижаются концентрации Sb, Hg, Ag и увеличиваются концентрации Bi, W, величины Au/Ag (жила Январская, Южное Аксу — от 2.1 до 3.3), Au/Hg, As/Sb; уменьшается ширина ореолов привноса Sb и Hg, растет пробность золота и снижается количество Hg в нём, снижается количество Hg, Cd и Se в сфалерите. Жильные зоны верхних горизонтов месторождений относительно обогащены минералами с сурьмой, нижних горизонтов — арсенопиритом и шеелитом. Верхние горизонты многих рудных жил обогащены тетраэдритом и золотом, промежуточные — теннантитом, нижние — халькопиритом. На флангах и периферии рудных тел зачастую сохранились от замещения более ранние минеральные агрегаты. Их изучение для Кварцитовых Горок помогло расшифровать особенности распределения в промышленных рудах бертьерита (заместил пирротин), халькостибита (заместил халькопирит), цинкенита (заместил галенит).

Минеральные фации руд по составу рудовмещающей среды. Минеральные фации руд и метасоматитов в значительной мере обусловлены составом рудовмещающих толщ, концентрацией в них серы (Спиридонов, 1998). Зависимость проявлена по содержанию карбонатов, хлорита, пирротина (и по его составу), минералов Cu, Co и Ni, ассоциациям сульфосолей, теллуридов. Рудные тела среди черносланцевых толщ обогащены углеродистым веществом, S, As, Se. Руды среди базитов содержат пирротин, ильменит, минералы Ni и Co, обогащены минералами Cu (халькопирит, борнит, кубанит, блеклые руды, бурнонит), причем содержания Cu нередко достигают 1—2%, то есть представляют промышленный интерес. Рудные тела среди гранитоидов содержат галенит, сульфосоли Pb. Рудные тела среди Na габброидов, кварцевых диоритов, тоналитов, плагиогранитов бедны Bi (Спиридонов, 1985, 1998). Руды среди калийных гранитоидов — адамеллитов обогащены Bi (Спиридонов, 1982_2, Спиридонов и др., 2002).

Минеральные и геохимические признаки золоторудных столбов. В рудных столбах сосредоточена значительная часть ресурсов золота. Рудные столбы развиты в участках рудных тел, где проявлено внутрирудное брекчирование. Жильные кварц и карбонаты в их пределах содержат заметное количество метана, битумоидов и графитоида, а выделения золота крупнее, чем в рядовых рудах. Рудные столбы и особенно их верхние части обогащены Ag и Hg относительно Au: для Кварцитовой Горки I величина Au/Ag и Au/Hg в рядовых рудах в среднем 0.8 и 1.5, в рудных столбах — 0.5 и 0.7, в верхних частях рудных столбов — 0.2—0.3 и 0.5—0.6 соответственно. Минеральные признаки рудных столбов гипабиссальных месторождений — наличие антимонита, сульфидов Pb-Sb и Ag-Pb-Sb, Hg-содержащего золота, графитоида; отрицательные признаки — наличие пирротина, халькопирита, кубанита, борнита. Положительные признаки для мезоабиссальных месторождений — наличие сложных сульфидов Pb-Sb и Ag-Pb-Sb, тетраэдрита, теллуридов, графитоида; для абиссальных месторожде-

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:35 Страница 63

ний — наличие теллуридов, блёклых руд, пирротина, борнита.

О природе рудоносных флюидов. Изотопный состав кислорода шеелита, минерала, устойчивого к эпигенетичному изотопному обмену, почти постоянен в месторождениях Степнякской группы: $\delta^{18}O = +4 \div +6‰$ SMOW. Это, как и изотопный состав кислорода и углерода карбонатов рудных жил, свидетельствует о глубинной метаморфогенной природе H_2O-CO_2 флюидов, которые сопровождали становление инверсионной степнякит-тоналит-гранодиоритовой формации (Спиридонов, 1995).

Минералогия месторождений Степнякской группы

Светлые слюды березитов, лиственитов и кварцевых жил. Светлые слюды малоглубинных месторождений — преимущественно фенгит, более глубинных — мусковит. Те и другие крайне бедны F и NH_4^+.

В Кварцитовых Горках березиты и руды, заместившие кремнистые породы с примесью пепла ультраосновного состава, содержат зелёный фенгит — алюминоселадонит $2M_1$ с 1—2 мас.% хрома; в березитах-кварцитах, заместивших ванадиеносные углеродисто-кремнистые породы, развит фенгит с 1—2.5 мас.% ванадия; березиты, заместившие кремнисто-глинистые и углисто-глинистые сланцы с каолинитом, наряду с фенгитом содержат пирофиллит. Желтоватый пирофиллит Кварцитовых Горок содержит 0.4—0.6 мас.% Fe, по рентгенометрическим данным, это моноклинный пирофиллит (табл. 2). В березитах — кварцитах, заместивших кварцитогорские яшмоиды, изредка развиты агрегатные псевдоморфозы по таблицам барита, сложенные тонкочешуйчатыми мусковитом — фенгитом с 4—9 мас.% Ba и 1—2% Na, и менее парагонитом с 1—2% Ba.

Хлориты березитов, лиственитов и кварцевых жил. Хлориты широко развиты в апобазитовых лиственитах и карбонат-кварцевых жилах среди них (Жана-Тюбе, Южное Аксу, Квацитовые Горки), менее в березитах и кварцевых жилах среди них. По результатам микрозондовых и рентгенометрических анализов наиболее распространён зелёный рипидолит. Корундофиллит шире развит в более глубинных месторождениях. Во внешних зонах зональных ореолов березитов и лиственитов распространён низкоглинозёмистый железистый диабантит ($Al_{а.ф.}$ 0.8—1.1) (низкотемпературное образование), в промежуточных зонах — клинохлор и шеридаит, во внутренних (тыловых) зонах — высокоглинозёмистый рипидолит ($Al_{а.ф.}$ 1.3—1.6) (среднетемпературное образование). Следовательно, рудоносные гидротермы реагировали с остывшими породами. С хлоритами более глубинных месторождений нередко ассоциирует пирротин и/или ильменит, реже рутил, менее глубинных — пирротин или анатаз.

Таблица 2. **Рентгенограмма (дифрактограмма) моноклинного пирофиллита Кварцитовой Горки-IV (шахта Фланговая, гор. — 270 м)**

hkl	I/I_1	*d*, Å	*hkl*	I/I_1	*d*, Å
001	30	18.4	134	4	2.163
002	39	9.20	20-6	5	2.149
004	40	4.60	222	5	2.088
020	18	4.46	13-6	5	2.063
110	16	4.43	028	2	2.046
021	14	4.395	136	3	1.896
111	11	4.178	20-8	1	1.870
022	9	4.020	0.0.10	12	1.840
006	100	3.065	31-2	1	1.692
20-2	9	2.563	150	2	1.688
200	10	2.548	24-2	2	1.685
13-2	10	2.536	240	2	1.679
132	12	2.422	310	4	1.668
20-4	12	2.416	334	5	1.646
202	2	2.352	152	5	1.642
13-4	2	2.340	2.0.-10	6	1.630
008	6	2.299	1.1.10	2	1.609

Примечание. Дифрактометр ДРОН-1.5; Co-антикатод. Аналитик Э.М. Спиридонов.

Карбонаты березитов, лиственитов и кварцевых жил. В ультрагипабиссальных Кварцитовых Горках преобладает железистый доломит; в лиственитах наряду с ним нередок сидерит, часто в парагенезе с железистым пирротином.

В гипабиссальных месторождениях развиты ферродоломит — анкерит — доломит. В метасоматитах и рудах менее глубинного Центрального участка Бестюбе вариации катионного состава карбонатов в березитах и лиственитах $Ca_{50}Mg_{16-44}Fe_{6-32}Mn_{1-3}$, средний состав — $Ca_{50}Mg_{35}Fe_{13}Mn_2$; в золоторудных жилах — $Ca_{50}Mg_{24-46}Fe_{4-24}Mn_{1-4}$, средний состав — $Ca_{50}Mg_{37}Fe_{11}Mn_2$. В метасоматитах и рудах несколько более глубинного Западного участка Бестюбе карбонаты менее железистые и беднее Mn; вариации состава карбонатов в березитах и лиственитах $Ca_{50}Mg_{26-44}Fe_{6-24}Mn_{0-3}$, средний состав — $Ca_{50}Mg_{37}Fe_{12}Mn_1$; в золоторудных жилах — $Ca_{50}Mg_{24-44}Fe_{5-24}Mn_{0-2}$, средний состав — $Ca_{50}Mg_{38}Fe_{11}Mn_1$. Для Бестюбе

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:35 Страница 64

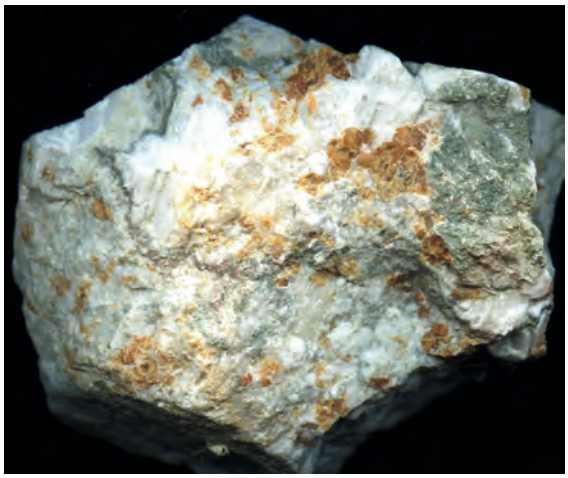


Рис. 1. Вкрапленность ярко окрашенного шеелита в кальцит-кварцевой жиле. 103 × 84 мм. Центральный участок месторождения Жолымбет.
Рис. 2. Гнёзда светло-окрашенного шеелита в золотоносной кварцевой жиле. 77 × 77 мм. Центральный участок месторождения Бестюбе.

установлена вертикальная зональность по составу карбонатов: прямая по составу доломита березитов и лиственитов (по восстанию колонны рудных тел его железистость растёт) и обратная по составу доломита рудных жил. Сочетание березитов с ферродоломитом и золоторудных жил с маложелезистым доломитом — свидетельство незначительной величины эрозионного среза гипабиссальных плутоногенных месторождений (Спиридонов и др., 1995_1). Отсутствие кальцита отличает березиты Бестюбе от классической колонки березитов (Зарайский, 1989). Эволюция карбонат-полисульфидной ассоциации Бестюбе обычно следующая: железистый доломит (f 49—19) → железистый доломит (f 34—15) + арсенопирит → доломит (f 20—16) + халькопирит + галенит → доломит + бурнонит + джемсонит → доломит (f 18—9) + тетраэдрит + буланжерит.

В мезоабиссальных месторождениях наряду с доломитом и анкеритом развит кальцит. В метасоматитах и рудах абиссальных месторождений кальцит преобладает. Своеобразны карбонаты лиственитов Южного Аксу, заместивших магнезиальные скарны: матрица — кальцит, включения — доломит (по фассаиту), магнезит (по форстериту).

Все типы карбонатов золото-кварцевой формации бедны Mn.

Жильный кварц. Это молочно-белый кварц с множеством мельчайших включений слабо солёных растворов и жидкой CO_2. Их наличие — причина молочной окраски кварца. По данным ЭПР, концентрация Al-центров в жильном кварце отвечает содержанию 13—24 г/т изоморфного алюминия; концентрация изоморфного титана не превышает 1 г/т, изоморфного германия — 0.1 г/т. Эти особенности обусловлены невысокими температурами образования кварца при участии умеренно кислых флюидов, бедных F.

Шеелит. Шеелит — характерный минерал плутоногенных золото-кварцевых месторождений, поскольку W подвижен при березитизации. Шеелит слагает гнёзда с поперечником до 40 см в жильном кварце. В золото-кварцевых жилах Жолымбета среднее содержание шеелита 0.5%, иногда до 5% их объёма (Спиридонов и др., 1986_1).

Красновато-оранжевая окраска шеелита (рис. 1) обусловлена микровключениями битумоидов (до 0.5 мас.%). При наложении золотой минерализации битумоиды в шеелите «выгорали», окраска постепенно исчезала (рис. 2). В богатых золотом кварцевых жилах шеелит мало отличим от кварца. Окраска шеелита — индикатор степени золотоносности.

Особенность состава шеелита — обилие европия, количество которого иногда превышает содержания иных лантанидов. Так, шеелит одного из образцов Степнякского рудного поля содержит, г/т: Eu 153, Ce 99, La 58, Nd 37. Спектроскопические исследования показали, что > 90% Eu — это Eu^{2+}, что соответствует восстановительной обстановке рудоотложения Au. Редкоэлементный состав шеелита различен в месторождениях разных фаций глубинности: гипабиссальные (Бестюбинское рудное поле, 10 анализов) — мезоабиссальные (Степнякское рудное поле, 8 анализов) — абиссальные (Жолымбетское руд-

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:35 Страница 65

ное поле, 15 анализов), средние содержания, г/т: Sr 7050—3200—650; Mo 3—152—240; Y 22—231—275; сумма *REE* 122—619—1016; La 12—47—65; Ce 20—52—127; Nd 18—152—240; Sm 25—98—150; Eu 26—59—103; Gd 10—76—120; Dy 5—52—94; Ho 1—14 —26; Er 2—11—20; Yb 2—12—21 (Спиридонов и др., 1998). Итак, содержания Sr, Mo, Eu, Y, Nd, Sm, Gd в шеелите могут быть индикаторами глубинности формирования месторождений Au. Показательна величина Sr/Mo, которая превышает 2000 в шеелите из гипабиссальных, около 20 — из мезоабиссальных, 3—6 — из абиссальных месторождений золота.

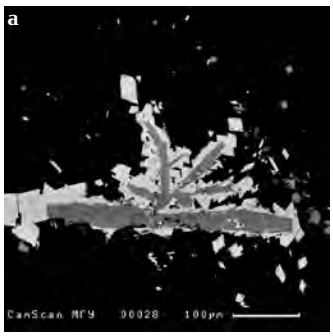
Ранние сульфиды – пирит, арсенопирит, пирротин – березитов, лиственитов и карбонат-кварцевых жил. Как правило, это стехиометричный пирит с электронным типом проводимости. Размер кристаллов до 35 мм, обычно менее 10 мм. Распределение его в кварцевых жилах нередко крайне неравномерное. Так, во многих протяжённых жилах Бестюбе мощностью 50—120 см чередуются отрезки длиной до 40—60 м, где содержание пирита от следов до 0.5%, с отрезками длиной до 2.5 м, где почти вся жила сложена крупнокристаллическим пиритом, содержащим менее 1—3 г/т Au; по этой причине ни одно из таких гнёзд не отрабатывалось.

Пирит обычно сопровождает количественно подчинённый сернистый арсенопирит, который часто нарос на кристаллы пирита. В березитах и лиственитах по черносланцевым породам, а также в кварцевых жилах и березитах по гранитоид-порфирам даек среди этих же пород количества пирита и арсенопирита примерно равны, нередко арсенопирит преобладает (рис. 3*a*). На Восточном участке Бестюбе размер кристаллов арсенопирита достигает 13 мм, обычно менее 3 мм. Кристаллы арсенопирита повсеместно тонко зональные, с варьирующей величиной S:As, их внешние зоны обычно более сернистые (прямая зональность). В большинстве месторождений распространён сернистый арсенопирит с величиной S:As = 1.08—1.10. На Кварцитовых Горках развит арсенопирит с обратной зональностью, внешние зоны его кристаллов по составу более мышьяковистые и содержат до 0.4—1 мас.% Sb.

В рудных жилах и лиственитах среди базитов — кварцевых габбро и габбро-анортозитов (Центральный участок Жолымбета), магнезиальных скарнов (Южное Аксу), оливиновых базальтов (Кварцитовые Горки) и их туфов (Жана-Тюбе) вместе с пиритом или вместо пирита развит железистый пирротин, нередко в ассоциации с кубанитом и ильменитом (Спиридонов и др., 1974; Спиридонов, Шапур Хамид, 1978). В кварц-хлорит-кальцитовых жилах и лиственитах Южного Аксу и Жана-Тюбе развиты тонкопластинчатые срастания пирротина различного состава (от Fe_9S_{10} до $Fe_{16}S_{17}$), и наблюдаются структуры распада железистого пирротина на троилит FeS и моноклинный пирротин Fe_7S_8. Состав железистого пирротина в лиственитах западного фланга Кварцитовых Горок в ассоциации с сидеритом, кубанитом и магнетитом варьирует от Fe_8S_9 до $Fe_{20}S_{21}$, в среднем отвечает формуле $Fe_{11}S_{12}$. В хлорит-кальцит-кварцевых жилах и лиственитах Центрального участка Жолымбета развит пирротин состава от Fe_9S_{10} до $Fe_{10}S_{11}$.

Пирит карбонат-полисульфидной ассоциации. Это мелкокристаллический пирит нестехиометричного состава, с дырочным типом проводимости, осадитель Au. В метасоматитах и небольших кварцевых жилах гипабиссальных Кварцитовых Горок слагает тонкозернистые расщеплённые, сферолитовые агрегаты; содержит 4—9% As и 1—5% Sb. В более глубинных месторождениях он содержит ~ 0.5% As, в ассоциации с герсдорфитом — до 2% Ni и 1% Co.

Арсенопирит карбонат-полисульфидной ассоциации. Обычно это сернистый арсенопирит с дырочным типом проводимости, хороший осадитель Au. В оруденелых метасоматитах и небольших кварцевых жилах



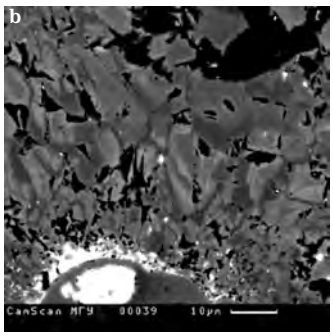


Рис. 3. Арсенопирит. Кварцитовые Горки: a — каймы и обособленные кристаллы арсенопирита (светло-серый) вокруг пластин пирита (серый) в лиственитах; пирит, вероятно, заместил пластины пирротина;

b — агрегат мелких сложно зональных кристаллов арсенопирита, внешние зоны которых обогащены мышьяком (более светлые). Внизу снимка сферолит пирита, проросший поздним джемсонитом (белый). В отражённых электронах.

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:35 Страница 66

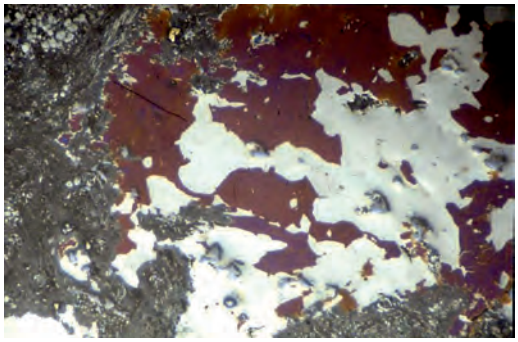
Кварцитовых Горках образует агрегаты мелких кристаллов с обратной зональностью (рис. 3*b*).

Герсдорфит карбонат-полисульфидной ассоциации. В рудных жилах и лиственитах среди базитов Жолымбета, Южного Аксу, Кварцитовых Горок с поздним пиритом и халькопиритом ассоциируют мелкие зональные кристаллы герсдофита. Они обычно размещены в краевых частях выделений халькопирита. Состав герсдорфита отвечает формуле $(Ni_{0.56\text{-}0.97}Fe_{0.07\text{-}0.31}Co_{0.01\text{-}0.04}Cu_{0.01\text{-}0.03})_{0.97\text{-}1.08}As_{0.98\text{-}1.09}S_{0.88\text{-}0.97}$. В центре кристаллов минерал существенно никелистый, во внешних зонах — железистый. Некоторые его кристаллы окружены оторочкой никелистого арсенопирита — $(Ni_{0.15}Fe_{0.89}Co_{0.01}Cu_{0.03})_{1.07}As_{1.03}S_{0.90}$.

Пирротин карбонат-полисульфидной ассоциации в малых количествах широко распространён в виде метасоматических вростков в кристаллах пирита. По составу это сернистый моноклинный пирротин устойчивого состава Fe_7S_8. Этот пирротин охотно замещало самородное золото, создавая ложное впечатление включений золота в пирите.

Сфалерит карбонат-полисульфидной ассоциации — распространённый минерал, размер его гнёзд достигает 15 см, но обычно представлен мелкой вкрапленностью. Повсеместно выделяются не менее трёх его зарождений — ранний тёмно-коричневый до чёрного $(Zn_{0.82\text{-}0.90}Fe_{0.10\text{-}0.18})S$ с ~ 0.05% Cd, более поздний — коричневого цвета $(Zn_{0.94\text{-}0.96}Fe_{0.04\text{-}0.06})S$ с ~ 0.2% Cd, наиболее поздний — светло-коричневый $(Zn_{0.96\text{-}0.98}Fe_{0.02\text{-}0.04})S$ с ~ 0.3—0.4% Cd. В абиссальном Южном Аксу ранний сфалерит содержит 100—200 г/т In и лишь следы Hg и Se. В гипабиссальных Кварцитовых Горках In в этом минерале не обнаружен, он содержит Hg и Se: в позднем сфалерите до 0.6—1% Hg и 0.4% Se.

Рис. 4. Агрегат бертьерита (покрыт красной плёнкой воздушного травления) и антимонита (светлый) в лиственитах. Кварцитовая Горка IV. Ширина поля зрения 6 мм. В отражённом свете при 1 николе.



Сульфиды и сложные сульфиды свинца и сурьмы. Руды ультрагипабиссальных Кварцитовых Горок богаты Sb. В составе продуктивной минерализации масса антимонита там, где не было более ранних минералов с реакционно-способными Fe, Cu, Pb. При воздействии Sb растворов на такие минералы возникли: не содержащий Mn бертьерит за счёт пирротина, джемсонит за счёт пирротина и галенита, цинкенит за счёт галенита, бурнонит за счёт халькопирита и галенита, халькостибит и тетраэдрит за счёт халькопирита и борнита, халькостибит и пирит за счёт кубанита. По этой причине в рудных столбах Кварцитовых Горок отсутствуют пирротин, халькопирит, борнит и кубанит. В их отдельных участках содержание бертьерита сопоставимо с антимонитом (рис. 4), в иных — широко развиты цинкенит, джемсонит или Ag-тетраэдрит.

В рудах более глубинных месторождений Бестюбе и Степняк при воздействии Sb-содержащих растворов возникли следующие ряды: среди кремнекислых пород (плагиограниты, аркозы) — исходный галенит → буланжерит + галенит → буланжерит + семсейит → джемсонит + цинкенит; среди пород среднего состава (кварцевые диориты, тоналиты, полимикты) — исходные халькопирит + галенит I → бурнонит + теннантит-тетраэдрит I → тетраэдрит II + галенит II ± буланжерит → Ag-тетраэдрит III + джемсонит; среди пород основного состава (граувакки, габброиды) — исходный халькопирит → теннантит-тетраэдрит I → тетраэдрит II → Ag-тетраэдрит III. В ходе эволюции соотношения Pb:Cu, заданные составом вмещающей среды, не менялись, сменялись минералы Pb и Cu.

В рудах наиболее глубинных Жолымбета и Аксу при воздействии Sb-содержащих растворов возникло небольшое количество тетраэдрита за счёт халькопирита.

Сложные сульфиды свинца и висмута. Руды месторождения Ичке-Ульмес представлены скарнами, которые лиственитизированы и содержат наложенную прожилково-вкрапленную Au минерализацию. Месторождение сопряжено с Селетинским интрузивом калийных гранитоидов — адамеллитов, и по этой причине богато Bi. В рудах широко развит богатый Bi минерал группы айкинита — гладит $CuPbBi_5S_9$, размер его выделений до 9 мм (Спиридонов, 1982_2).

Минералы группы блёклых руд. Наименование минералов группы блёклых руд дано по систематике автора (Спиридонов, 1984). Блёклые руды $(Cu^{1+},Ag,Tl)_{10}(Zn,Fe,Cu^{2+},Hg,$

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:35 Страница 67

$Cd)_2(As,Sb,Bi,Te)_4(S,Se)_{13}$ — чуткие индикаторы рудогенеза, основные минералы-носители Ag и Hg во многих гидротермальных месторождениях. Их характеристики — сурьмянистость Sb/(As + Sb), медистость $Cu^{2+}/(Zn + Fe + Cu^{2+} + Hg + Cd)$. Больший интерес представляют блёклые руды продуктивной ассоциации. Они бедны Te, Bi, крайне низко медистые. Кристаллы повсеместно зональные по составу, с плавной зональностью (Спиридонов и др., 2009).

В ультрагипабиссальных Кварцитовых Горках их ранние зарождения — цинкистые As-тетраэдрит и Sb-теннантит, содержащие до 5% Ag. В наименее глубинной Кварцитовой Горке IV они содержат (мас.%) до 7% Hg, 0.9% Se, 0.4% Cd, 0.2% Tl. В ходе рудообразования содержание Hg в блёклых рудах снижалось, Hg перераспределялась в ртутистое золото. Более позднее зарождение блёклых руд — бедный As фрайбергит (Ag-тетраэдрит, содержащий до 25 мас.% Ag), наиболее позднее — бедный As аргентотетраэдрит, содержащий следы Hg (Спиридонов, 1984, 1987_2; Филимонов, Спиридонов, 2005). Все эти блёклые руды ассоциируют с минералами, богатыми Sb: от антимонита, цинкенита, джемсонита до андорита, рощинита, миаргирита.

В глубоко проникающем рудном теле Кварцитовой Горки I от ранних зарождений блёклых руд к поздним содержания Ag росли, сурьмянистость в целом снижалась, наиболее позднее зарождение представлено Sb-аргентотеннантитом и As-аргентотетраэдритом (до 39 мас.% Ag) (Спиридонов и др., 1986_2; Спиридонов, 1987_2).

В Бестюбе и мезоабиссальных Степняке, Будёновском и Восточном Жолымбете раннее зарождение блёклых руд — цинкистые тетраэдрит и теннантит, содержащие < 1.5% Hg и до 3% Ag; позднее зарождение — тетраэдрит (до 10 мас.% Ag), изредка фрайбергит (до 21 мас.% Ag и до 1% Cd) (Спиридонов и др., 1996, 2002, 2009). В абиссальных Жолымбете и Аксу блёклые руды — железистые теннантит и тетраэдрит, бедные Ag (< 0.5%) и Hg (< 0.01%) (Спиридонов, 1985). Итак, состав блёклых руд продуктивной ассоциации плутоногенных месторождений золота может быть дополнительным критерием оценки глубинности их формирования.

Сульфиды и сложные сульфиды серебра и сурьмы. Руды ультрагипабиссальных Кварцитовых Горок обогащены Ag и Sb. Продуктивная ассоциация здесь содержит ряд их минералов со стандартным накоплением серебра: фрайбергит (Ag-тетраэдрит) → андорит $AgPbSb_3S_6$ → рощинит $Ag_{19}Pb_{10}Sb_{51}S_{96}$ → миаргирит $AgSbS_2$ (Спиридонов и др., 1990, 2002; Спиридонов, 2010), и редкие наиболее поздние — пираргирит Ag_3SbS_3 → аргентит Ag_2S. Во многих гидротермальных месторождениях, богатых Ag и Sb, развиты минералы группы андорита Me_5S_6, или $Me_{20}S_{24}$, и прежде всего андорит (Свешникова, 1975; Moëlo, 1983; Moëlo *et al.*, 1989). Особенностью руд плутоногенных малоглубинных Кварцитовых Горок является развитие наряду с обычным андоритом своеобразного минерала группы андорита — рощинита (рис. 5). Состав рощинита $(Ag,Cu)_{19}Pb_{10}(Sb,As)_{51}S_{96}$ (рис. 6) фиксирует специфические условия поздних стадий рудоотложения Кварцитовой Горки IV: обилие Sb и Ag, относительный дефицит Pb. Структура рощинита отлична от структур минералов группы андорита и представляет особый тип (рис. 7).

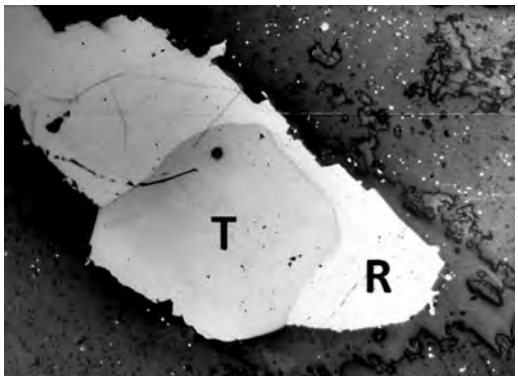


Рис. 5. Срастание рощинита (R) и Ag-тетраэдрита (T) в гнезде карбоната в кварцевой жиле. Кварцитовая Горка IV. Ширина поля зрения 3 мм. В отражённом свете при 1 николе.

Руды Бестюбе и Степняка содержат немного овихиита $Ag_3Pb_{10}Sb_{11}S_{28}$. В более глубинных месторождениях сульфосоли Ag-Sb отсутствуют.

Теллуриды. Судя по постоянной ассоциации теллуридов и самородного золота, те и другие возникли при реакции Au-Te растворов с более ранними минералами рудных жил. Так, в богатых пирротином рудах Жана-Тюбе, залегающих в породах базитового состава, в пирротине масса метакристаллов фробергита с включениями золота (рис. 8а). Вероятная реакция: $2FeS + Au_{p\text{-}p} + 2Te_{p\text{-}p} \rightarrow FeTe_2$ (фробергит) $+ Au + FeS_2$. В данном случае практически всё количество Te связано во фробергите, поэтому развито самородное золото, а не теллуриды Au. В кварцевых жилах Жана-Тюбе без пирротина, залегающих среди кремнекислых пород, фробергита и мелонита нет. Нет в них и самородного зо-

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:35 Страница 68

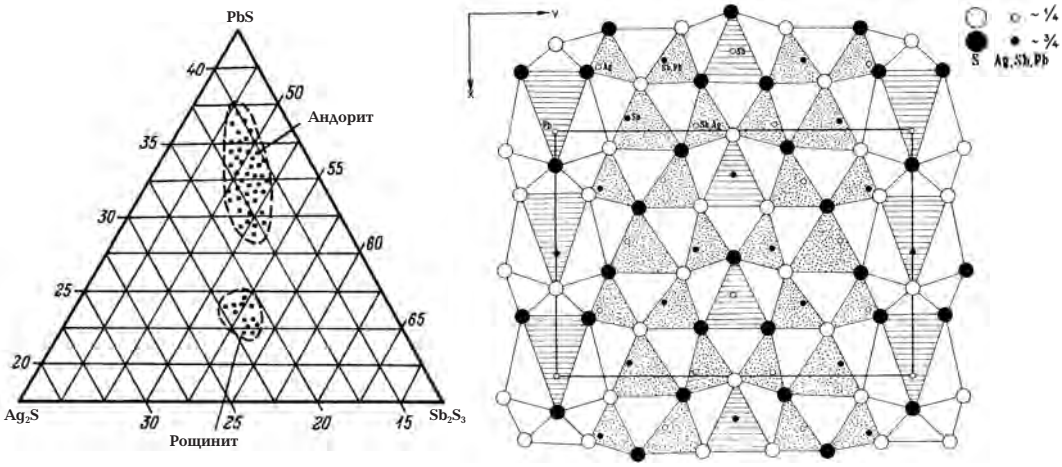


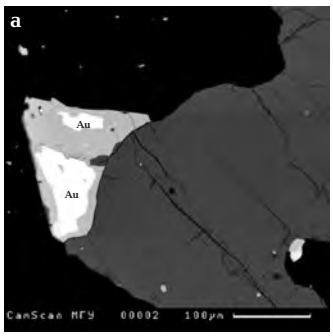
Рис. 6. Поля состава рощинита Кварцитовых Горок и андорита на диаграмме $Ag_2S - Sb_2S_3 - PbS$. Состав рощинита — по данным автора, андорита — по данным О.Л. Свешниковой (Свешникова, 1975) и Ива Моело (Moëlo, 1983; Moëlo et al., 1989). Рис. 7. Кристаллическая структура рощинита, проекция вдоль оси «с», по данным И.В. Петровой.

лота, поскольку вся масса золота связана в теллуридах.

Теллуровисмутит, сурьмянистый теллуровисмутит и иные теллуриды Bi. Наиболее распространены срастания золота и теллуридов Bi — теллуровисмутита и/или тетрадимита, реже цумоита и иных. Теллуриды Bi в месторождениях Степнякской группы, как и во всём мире, нередко содержат изоморфные примеси Pb и лишь следы Sb (Спиридонов и др., 1978_2), поскольку Sb фиксирована в более ранних блёклых рудах.

При воздействии Au-Te растворов мало устойчивы галенит и блёклые руды. Показатель интенсивности такого воздействия — соотношение в рудах количеств галенита и замещающего его алтаита PbTe. В большинстве рудных жил Жолымбета и Южного Аксу галенит преобладает. В отдельных богатых Au жилах преобладает алтаит, в них же развит не обычный, а сурьмянистый теллуровисмутит, в составе которого фиксирована Sb — продукт деструкции блёклой руды. Таков сурьмянистый теллуровисмутит Южного Аксу, содержащий до 8% Sb (табл. 3). Руды небольшого, но очень богатого Au месторождения Жана-Тюбе отличаются обилием теллуридов, в том числе сурьмянистого теллуровисмутита (до 11% Sb, табл. 4), отсутствием галенита и блёклых руд, наличием позднего арсенопирита в парагенезе с теллуридами. Эти отличия обусловлены воздействием обильных Au-Te растворов. При этом галенит был замещён алтаитом, блёклые руды — сурьмянистым теллуровисмутитом, халькопиритом, арсенопиритом: $PbS + Cu_{10}Fe_2SbAs_3S_{13} + 13FeS + 7Te_{р-р} + 3Bi_{р-р} \rightarrow PbTe + 2(Bi_{1.5}Sb_{0.5})_2Te_3 + 3FeAsS + 10CuFeS_2 + 2FeS_2$.

Рудные тела Южного Аксу среди интрузивных пород, бедных серой, содержат в основном теллуриды — теллуровисмутит, цумоит и иные. В них встречаются полиминеральные срастания теллуридов: более ранние — пильзенит Bi_3Te_2 и верлит Bi_4Te_3, более поздний — цумоит Bi_2Te_2, далее теллуровисмутит Bi_2Te_3, в конце возник сульфотеллурид — тетрадимит Bi_2Te_2S (табл. 5). В рудных телах Южного Аксу среди роговиков по черносланце-



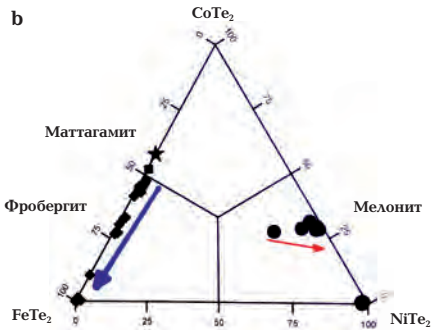


Рис. 8. Дителлуриды Жана-Тюбе: а — метакристалл фробергита (серый) с включениями золота (Au), матрица — пирротин (тёмно-серый), жильный кварц (чёрный); в отражённых электронах;

b — состав дителлуридов Fe-Co-Ni (стрелками показана эволюция состава зональных кристаллов фробергита и мелонита).

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:35 Страница 69

Таблица 3. **Химический состав (мас.%) зонального Sb-содержащего теллуровисмутита (ан. 1–3) жилы Январской и Pb-Sb-содержащего теллуровисмутита (ан. 4–6) из срастаний с золотом в пирите жилы Весенней, месторождение Южное Аксу**

Комп.	1	2	3	4	5	6
	центр	пром.	край			
Bi	41.86	47.71	50.59	46.05	46.13	42.64
Sb	7.60	3.20	1.65	1.62	1.66	1.36
Pb	нпо	нпо	нпо	3.49	4.88	6.97
Cu	нпо	нпо	нпо	0.12	нпо	нпо
Ag	нпо	нпо	нпо	нпо	0.17	0.15
Au	нпо	нпо	нпо	нпо	0.44	0.41
Te	49.62	49.65	48.93	47.71	47.37	46.48
Se	нпо	нпо	следы	нпо	нпо	нпо
S	0.65	нпо	нпо	нпо	0.47	0.32
Сумма	99.73	100.56	101.17	98.99	101.13	100.43
Количество атомов в формуле						
Bi	1.49	1.78	1.89	1.76	1.70	1.62
Sb	0.46	0.20	0.11	0.11	0.11	0.09
Pb	–	–	–	0.13	0.18	0.27
Cu	–	–	–	0.01	–	–
Ag	–	–	–	–	0.01	0.01
Au	–	–	–	–	0.02	0.02
Сумма	1.96	1.98	2.00	2.01	2.02	2.01
Te	2.89	3.02	3.00	2.99	2.87	2.89
S	0.15	–	–	–	0.11	0.10
Сумма	3.04	3.02	3.00	2.99	2.98	2.99

Примечание. Электронный микрозонд Cameca SX-50. Аналитик Э.М. Спиридонов. нпо – здесь и далее – ниже предела обнаружения.

Таблица 4. **Химический состав (мас.%) Sb-содержащего теллуровисмутита в пирротиновых рудах месторождения Жана-Тюбе**

Комп.	7	8	9	10	11
Bi	42.04	41.14	37.99	36.56	35.90
Sb	7.50	8.80	8.94	10.14	10.95
Pb	0.21	0.01	0.02	0.08	0.14
Ag	0.17	0.43	0.41	0.66	0. 61
Te	49.91	52.33	50.41	50.32	50.26
Se	0.12	следы	0.04	0.11	0.09
Сумма	99.95	102.71	97.81	97.87	97.97
Количество атомов в формуле					
Bi	1.53	1.44	1.39	1.32	1.29
Sb	0.47	0.53	0.56	0.63	0.68
Pb	0.01	–	–	–	0.01
Ag	0.01	0.03	0.03	0.05	0.04
Сумма	2.02	2.00	1.98	2.00	2.02
Te	2.97	3.00	3.02	2.99	2.97
Se	0.01	–	–	0.01	0.01
Сумма	2.98	3.00	3.02	3.00	2.98

Примечание. Электронный микрозонд Cameka SX-50. Аналитик Н.Н. Кононкова.

вым породам, обогащённых серой, развит тетрадимит.

Теллуриды Fe-Co-Ni – фробергит, маттагамит, мелонит. Впервые в рудах Жана-Тюбе фробергит установила Н.П. Крикунова (Вейц и др., 1971). Автором данной статьи было установлено, что в отдельных участках халькопирит-пирротин-хлорит-кальцит-кварцевых жил Жана-Тюбе среди лиственитизированных туфов меланобазальтов с известняковым цементом содержания фробергита достигают 1–3 об.%, и был обнаружен фробергит, обогащённый кобальтом (Спиридонов и др., 1974, 1978_1). По составу минерал стехиометричен, примеси Sb и Se – до 0.5%, Ni – до 0.2–1%; Co, Cu, Ag, Au – 0.0*n*%.

В рудах Жана-Тюбе нередки зональные кристаллы фробергита. Ядерные части таких кристаллов сложены богатым Co фробергитом $(Fe_{0.6\text{-}0.5}Co_{0.4\text{-}0.5})Te_2$. В единичных случаях в центре таких кристаллов Co > Fe, эти малые участки с составом $(Fe_{0.48\text{-}0.49}Co_{0.52\text{-}0.51})Te_2$ отвечают маттагамиту. Это первая находка маттагамита в плутоногенных месторождениях золота. Промежуточные части зональных кристаллов сложены фробергитом с 1–6% Co. Иногда зоны Co-содержащего фробергита чередуются с зонами фробергита без Co. Внешние зоны сложены фробергитом с 0.0*n*% Co. Состав минералов ряда маттагамит – фробергит приведен в табл. 6 и на рисунке 8.

Таблица 5. **Химический состав (мас.%) теллуридов Bi в зональном срастании: верлит (центр) (ан. 12) – пильзенит (ан. 13) – цумоит (ан. 14) – теллуровисмутит (ан. 15) – тетрадимит (внешняя зона) (ан. 16), жила Январская, месторождение Южное Аксу**

Комп.	12	13	14	15	16
Bi	69.87	67.21	63.30	50.75	57.82
Sb	0.46	0.46	0.45	1.50	0475
Te	27.73	30.62	36.21	46.71	35.56
S	0.14	0.14	0.15	0.07	4.66
Сумма	98.20	98.24	101.11	99.12	98.51
Количество атомов в формуле					
Bi	2.99	3.95	2.01	1.94	1.96
Sb	0.03	0.05	0.03	0.10	0.03
Сумма	3.02	4.00	2.04	2.04	1.99
Te	1.94	2.95	1.93	2.94	1.98
S	0.04	0.05	0.03	0.02	1.03
Сумма	1.98	3.00	1.96	2.96	3.01

Примечание. Электронный микрозонд Cameca SX-50. Аналитик Э.М. Спиридонов. Содержания Pb, Hg, Ag, Cu, Au, Se – ниже предела обнаружения.

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:35 Страница 70

Таблица 6. **Химический состав (мас.%) зональных кристаллов маттагамита (ан. 17) – Co-содержащего фробергита – фробергита из пирротиновых руд месторождения Жана-Тюбе**

Комп.	17	18	19	20	21	22	23	24	25
	центр	пром.	край	центр	пром.	край	центр	пром.	край
Fe	8.57	16.10	17.97	12.28	13.07	18.05	17.79	11.03	17.91
Co	9.80	2.12	0.09	6.05	5.10	0.12	0.61	7.50	0.05
Ni	нпо	0.37	3.21	–	нпо	0.19	нпо	0.01	0.07
Cu	нпо	0.11	0.08	–	нпо	нпо	нпо	нпо	0.09
Te	81.53	81.88	81.79	81.52	81.69	82.01	82.05	81.41	82.07
Sb	0.21	0.15	0.19	0.11	0.17	нпо	0.08	0.18	0.10
Bi	нпо	0.14	0.11	нпо	0.14	нпо	нпо	0.14	нпо
Se	нпо	0.10	0.03	0.22	0.11	0.06	0.09	0.11	0.10
Сумма	100.11	100.56	100.30	100.24	100.28	100.53	100.62	100.45	100.28
Количество атомов в формуле									
Fe	0.48	0.89	1.00	0.68	0.73	0.995	0.98	0.62	0.99
Co	0.52	0.11	0.01	0.32	0.27	0.005	0.03	0.39	0.01
Ni	–	–	–	–	–	0.01	–	–	–
Сумма	1.00	1.00	1.01	1.00	1.00	1.01	1.01	1.01	1.00
Te	1.99	1.98	1.99	1.99	1.99	1.985	1.99	1.98	1.995
Sb	0.01	0.01	–	–	0.005	–	–	0.01	–
Se	–	0.01	–	0.01	0.005	0.005	–	–	0.005
Сумма	2.00	2.00	1.99	2.00	2.00	1.99	1.99	1.99	2.000

Примечание. Электронный микрозонд Cameca SX-50. Аналитик Н.Н. Коротаева.

Таблица 7. **Химический состав (мас.%) зональных (ан. 26–29) и незональных кристаллов (ан. 30–32) мелонита из пирротиновых руд месторождения Жана-Тюбе**

Комп.	26	27	28	29	30	31	32
	центр	промеж. зона	промеж. зона	край			
Ni	12.72	13.27	10.67	17.97	18.38	18.41	18.14
Co	5.08	5.07	4.71	0.31	нпо	нпо	нпо
Fe	0.89	0.37	3.21	0.19	0.02	0.01	0.07
Cu	нпо	0.11	0.08	нпо	0.01	нпо	0.09
Te	81.32	81.29	81.42	80.98	80.17	80.19	80.27
Sb	0.06	0.10	0.09	0.41	0.35	0.39	0.50
Bi	нпо	0.05	0.07	нпо	нпо	0.06	0.04
Se	0.05	0.03	0.06	нпо	0.11	0.09	0.12
Сумма	100.12	100.29	100.31	99.86	99.04	99.15	99.23
Количество атомов в формуле							
Ni	0.68	0.71	0.57	0.965	0.995	0.995	0.98
Co	0.27	0.27	0.25	0.015	–	–	–
Fe	0.05	0.02	0.18	0.01	–	–	0.005
Cu	–	0.01	0.005	–	–	–	0.005
Сумма	1.00	1.01	1.005	0.99	0.995	0.995	0.99
Te	2.00	1.99	1.995	2.00	1.99	1.99	1.995
Sb	–	–	–	0.01	0.01	0.01	0.01
Se	–	–	–	–	0.005	0.005	0.005
Сумма	2.00	1.99	1.995	2.01	2.005	2.005	2.01

Примечание. Электронный микрозонд Cameca SX-50. Аналитик Н.Н. Коротаева.

Таблица 8. **Химический состав (мас.%) теллуридов из срастаний с золотом: Pb-содержащий монтбрейит (ан. 33–34) из жилы Январской месторождения Южное Аксу и калаверит (ан. 35–38) из жилы Пологой месторождения Северное Аксу**

Комп.	33	34	35	36	37	38
Au	46.75	44.95	44.11	43.74	43.59	45.21
Ag	3.13	3.32	0.10	0.22	0.17	0.16
Cu	следы	следы	следы	следы	следы	следы
Hg	следы	следы	следы	следы	следы	следы
Te	45.00	44.75	56.03	55.44	56.22	56.65
Se	нпо	нпо	0.57	0.69	0.58	0.48
Sb	1.41	1.69	нпо	нпо	нпо	нпо
Pb	4.41	4.45	нпо	нпо	нпо	нпо
Сумма	100.70	99.17	100.81	100.09	100.56	102.50
Количество атомов в формуле						
Au	1.82	1.77	1.00	1.00	0.99	1.01
Ag	0.22	0.24	0.01	0.01	0.01	0.01
Сумма	2.04	2.01	1.01	1.01	1.00	1.02
Te	2.71	2.72	1.96	1.95	1.97	1.95
Se	–	–	0.03	0.04	0.03	0.03
Sb	0.09	0.10	–	–	–	–
Pb	0.16	0.17	–	–	–	–
Сумма	2.96	2.99	1.99	1.99	2.00	1.98

Примечание. Электронный микрозонд Cameca SX-50. Аналитик Э.М. Спиридонов. Содержания Fe, Bi, S – ниже предела обнаружения.

Мелонит и ассоциирующий с ним алтаит установили в рудах Жолымбета С.С. Боришанская (1952) и Г.Н. Назьмова (Назьмова и др., 1978). В рудах Жана-Тюбе мелонит впервые установила Н.П. Крикунова (Вейц и др., 1971). Автором было установлено широкое развитие мелонита в пирротиновых рудах Жана-Тюбе и наличие в них богатого Co мелонита. Размер гнёзд мелонита в срастании с фробергитом достигает 6 мм. Мелонит Жа-

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:35 Страница 71

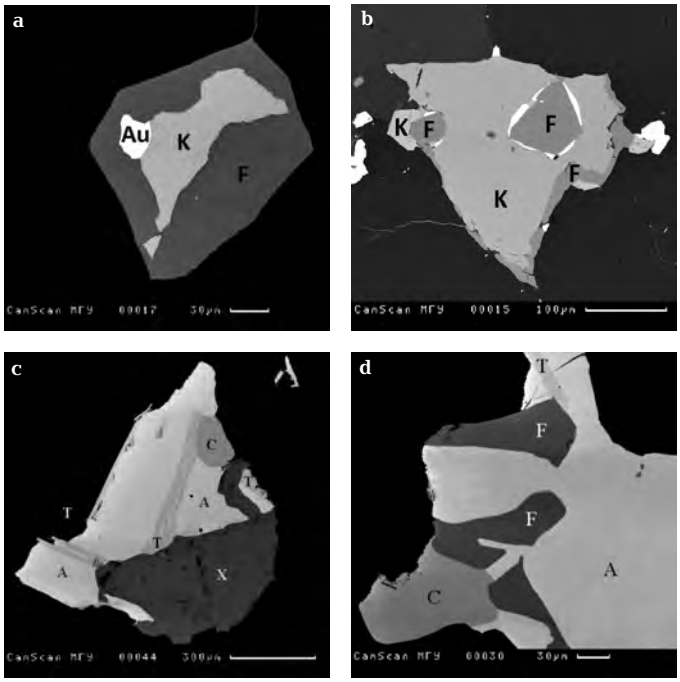


Рис. 9. Срастания теллуридов в рудах Жана-Тюбе:
a, b — метасоматические вростки креннерита (K), фробергита (F) и золота (белое) в пирротине;
c — алтаит (A) с включениями пластин сурьмянистого теллуровисмутита (T) и сильванит (C) корродируют халькопирит (X);
d — срастание сильванита (C), алтаита (A), фробергита (F) и теллуровисмутита (T). Чёрное — жильный кварц. В отражённых электронах.

на-Тюбе в парагенезе с Co-содержащим фробергитом содержит следы Co; в составе мелонита обособленных выделений обычно 0.5% Co, изредка до 5.5% Co. Богатый Co мелонит слагает ядра кристаллов, он также включает до 3% Fe (табл. 7, рис. 8*b*). Итак, сродство Co к Te выше, чем сродство Fe и Ni к Te.

Теллуриды Au-Ag — монтбрейит, калаверит, креннерит, сильванит и иные. Монтбрейит $Au_2(Te,Sb,Pb,Bi)_3$, редкий ранний теллурид, развит в рудах пирротинового состава с мелонитом, фробергитом, высокопробным золотом (Жана-Тюбе, Южное Аксу, Центральный участок Жолымбета). Содержит до 3% Ag, до 0.5% Cu, 1.5% Sb и до 4.5% Pb (табл. 8). Калаверит $AuTe_2$, относительно редкий ранний теллурид, развит в центральных частях и на глубоких горизонтах золоторудных жил и штокверков. Ассоциирует с высокопробным золотом (970—995), алтаитом и мелонитом (Жолымбет), крайне высокопробным золотом (990—1000) и теллуровисмутитом (Северное Аксу), цумоитом (Южное Аксу). Содержит от следов до 3% (обычно < 0.5%) Ag; около 0.5% Se; 0.0*n*% Hg, Sb, Cu, Bi. Очевидно, что появление крайне высокопробного золота в рудах Северного Аксу обусловлено наличием в том же парагенезе калаверита (табл. 8), который вобрал в свой состав последние крохи серебра из рудоносных флюидов.

Креннерит $Au_3(Au,Ag,Cu)Te_8$, распространенный относительно ранний теллурид, развит в центральных частях и на глубоких горизонтах рудных жил и штокверков. В Жана-Тюбе — третий по значимости носитель Au, обилен в пирротиновых рудах, где обычно размещён внутри вростков фробергита в пирротине (рис. 9*a*) или образует совместные с фробергитом вростки в пирротине (рис. 9*b*); к ним часто присоединяются золото или петцит. Не мало креннерита и в пирит-кварцевых жилах Жана-Тюбе, где он образует мелкие срастания с алтаитом, петцитом и сурьмянистым теллуровисмутитом. Состав креннерита варьирует от $AuTe_2$ до Au_3AgTe_8, содержания Ag — от 0.5 до 6.5%, обычно 3—5%. Постоянно включает 0.*n*% Sb, 0.0*n*% Hg и Cu. Креннерит Южного участка Жолымбета, заместивший борнит, содержит до 1.5—2% Cu. Минерал часто развит в парагенезе с высокопробным золотом (945—960) (Спиридонов, 1985). В пирит-кварцевых рудах Жана-Тюбе он замещается сильванитом.

Петцит $AuAg_3Te_2$ — распространенный теллурид с гранатоподобной структурой (Шапур Хамид и др., 1978). В пирротиновых рудах с фробергитом тесно ассоциирует с креннеритом, между ними развиты индукционные поверхности совместного роста. Пробность золота в этом парагенезе 930—880. В пиритовых рудах без фробергита петцит ассоциирует с сильванитом и алтаитом. Петцит по составу стехиометричен, типична примесь

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:35 Страница 72

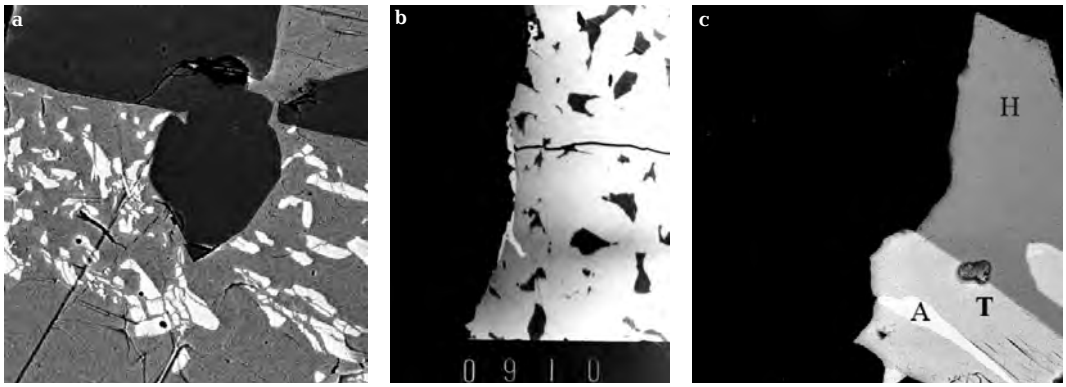


Рис. 10. Агрегаты теллуридов в кварцевых жилах Жана-Тюбе: a — реликты сильванита (белый) в петците (светло-серый), их замещает гессит (серый); b — срастания петцита (матрица) и гессита (тельца распада твёрдого раствора) с каймой серебристого золота (белое) в жильном кварце (чёрный), ширина поля зрения 80 микрон; c — срастание гессита (H), алтаита (A) и сурьмянистого теллуровисмутита (T) в жильном кварце (чёрный). В отражённых электронах.

0.0*n*-0.*n*% Hg. Состав петцита Жана-Тюбе отвечает формуле $(Au_{0.98\text{-}1.02}Ag_{2.96\text{-}3.01}Hg_{0\text{-}0.01})_4(Te_{1.98\text{-}2.00}Sb_{0.01\text{-}0.02}Bi_{0\text{-}0.01}Se_{0\text{-}0.01})_2$.

Сильванит $Au(Ag,Au)Te_4$ — широко распространенный поздний теллурид, в Жана-Тюбе основной носитель Au в рудах. В жилах и штокверках глубоко проникающего Центрального участка Жолымбета развит до глубины 1450 м. В Жана-Тюбе сильванит развит в жилах существенно кварцевого состава, лишённых самородного золота, размер его гнёзд до 6 см; ассоциирует с алтаитом, сурьмянистым теллуровисмутитом (рис. 9*c*), редко с фробергитом (рис. 9*d*); его формула $(Au_{1.00\text{-}1.03}Ag_{0.94\text{-}0.98}Cu_{0.01}Hg_{0\text{-}0.01})_{1.97\text{-}2}(Te_{3.97\text{-}4.00}Sb_{0.02\text{-}0.03}Se_{0\text{-}0.01})_{4\text{-}4.03}$ (Спиридонов и др., 1976). В составе минерала постоянно присутствует около 0.1% Hg. Сильванит Южного Аксу, заместивший кубанит, содержит до 1% Cu. В сильваните Жана-Тюбе около 0.5% Cu, источником ее были замещённые блёклые руды. Таким образом, очевидно, в природе существует изоморфный ряд сильванит $AuAgTe_4$ — костовит $AuCuTe_4$. В Центральном, Южном и Северном участках Жолымбета и в Южном Аксу сильванит ассоциирует с золотом умеренно высокой пробы (910—890). Состав сильванита плутоногенных месторождений Северного Казахстана отвечает формуле $AuAgTe_4$, что коррелирует с температурами образования < 200°C по диаграмме Л. Кабри (Cabri, 1965). Сильванит замещают петцит и гессит (рис. 10*a*).

В рудах Жана-Тюбе распространены мелкозернистые срастания петцита и гессита с рисунком, типичным для структур распада твёрдого раствора (рис. 10*b*). Очевидно, что это продукты распада твёрдого раствора, промежуточного по составу между петцитом и гесситом. Его средний состав $(Ag_{1.54\text{-}1.69}Au_{0.31\text{-}0.46}Cu_{0\text{-}0.01})_2(Te_{0.99}Sb_{0\text{-}0.01}Bi_{0\text{-}0.01})_1$. Эти образования обрастают выделения сильванита, креннерита, фробергита. На них наросли гомогенные (без телец распада) петцит и гессит, а также серебристое золото с пробностью 860—840 (рис. 10*b*).

Гессит Ag_2Te, широко распространённый наиболее поздний теллурид, слагает обособленные выделения, срастания с теллуровисмутитом и алтаитом (рис. 10*c*), каймы обрастания и замещения на сильваните и петците, метасоматические вростки в пирите, халькопирите, пирротине. Выделения гессита представляют мозаику мельчайших зерен — продуктов перекристаллизации двойников полиморфного перехода кубический → моноклинный гессит. Состав гессита Жана-Тюбе отвечает формуле $(Ag_{1.99\text{-}2.00}Au_{0\text{-}0.01}Cu_{0\text{-}0.01})_{2\text{-}2.01}(Te_{0.98\text{-}1.00}Sb_{0\text{-}0.01})_{0.99\text{-}1}$, что соответствует низкой температуре его формирования. С гесситом иногда ассоциирует серебристое золото с пробностью 780—810.

Итак, последовательность образования теллуридов Au-Ag такова: более ранние — существенно золотые (монтбрейит → калаверит → креннерит), более поздние — золото-серебряные (сильванит, петцит), наиболее поздние — серебряные (гессит).

Теллуриды — индикаторы зональности месторождений. Теллуриды Au-Ag являются индикаторами зональности рудных тел: в их центральных частях и на глубине преимущественно развиты теллуриды, богатые золотом (калаверит и креннерит), во внешних зонах — теллуриды золота и серебра (сильванит и петцит), на периферии — теллуриды с преобладанием серебра (гессит и твёрдый раствор петцит-гессит).

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:35 Страница 73

Контрастные типы руд Жана-Тюбе, пиритовые среди пород кремнекислого состава и богатые пирротином среди базитов, содержат примерно одинаковые количества Au, Ag, Te. Минеральные формы этих элементов существенно различны. В пирротиновых рудах главный теллурид — фробергит, второстепенные — креннерит и петцит, их количественные соотношения близки к 5:1:1 ($5FeTe_2 + Au_3AgTe_8 + AuAg_3Te_2$, то есть соотношения элементов — 20Te:4Au:4Ag). В пиритовых рудах главные теллуриды алтаит и сильванит, их количества почти равны ($4PbTe + 4AuAgTe_4$, то есть соотношения элементов те же — 20Te:4Au:4Ag). Месторождение Жана-Тюбе — яркий пример минеральной зональности руд по составу рудовмещающей среды.

Ряд сродства химических элементов к теллуру. Судя по природным парагенезам, ряд сродства к теллуру таков: Co > Fe, Ni > Bi, Sb > Pb > Ag, Hg > Au, Cu.

Самородное золото и его наноструктурные характеристики, а также гипергенные образования будут описаны во второй статье, посвященной этой группе месторождений.

Автор благодарен Г.Н. Назьмовой, Ю.С. Шалаеву и Н.Ф. Соколовой за многократное обсуждение проблем формирования золотых месторождений севера Центрального Казахстана, Н.Н. Коротаевой и Н.Н. Кононковой за высокое качество фотографий и анализов, выполненных с помощью электронного микрозонда в лабораториях геологического факультета МГУ.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 13-05-00839).

Литература

Билибин Ю.А. О роли батолитов в золотом оруденении СССР // Докл. АН СССР. **1945**. Т. 50. С. 357—370.

Билибин Ю.А. О некоторых чертах металлогении золота // Зап. ВМО. **1947**. Ч. 76. Вып. 1. С. 77—91.

Богданов А.А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана // Бюлл. МОИП. Отдел геол. **1959**. Т. 39. Вып. 1. С. 3—33.

Богданов А.А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. Статья 2 // Бюлл. МОИП. Отдел геол. **1965**. Т. 40. Вып. 6. С. 8—42.

Боришанская С.С. Теллуриды в золоторудном месторождении Джеламбет // Тр. ЦНИГРИ. **1952**. Вып. 19. С. 74—77.

Вейц Б.И., Крикунова Н.П., Слюсарёв А.П. Редкие минералы золоторудного месторождения Жанатюбе (С. Казахстан) // Тр. ИГН Казах. ССР. **1971**. Вып. 31. С. 16—34.

Геология СССР. Т. XX. Центральный Казахстан. М.: Недра. **1971**. Кн. 1. 532 с. Кн. 2. 380 с.

Зарайский Г.П. Зональность и условия образования метасоматических горных пород. М.: Наука. **1989**. 342 с.

Ивенсен Ю.П., Левин В.И. Генетические типы золотого оруденения и золоторудные формации // Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Наука. **1975**. С. 5—120.

Коптев-Дворников В.С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов (на примере Центрального Казахстана) // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1952**. № 4. С. 63—80.

Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: АН СССР. **1953**. С. 334—456.

Назьмова Г.Н., Спиридонов Э.М., Шалаев Ю.С. Минеральная и геохимическая зональность золоторудных месторождений ранних каледонид Северного Казахстана // Вестн. МГУ. Серия геология. **1978**. № 1. С. 66—73.

Петровская Н.В., Сафонов Ю.Г., Шер С.Д. Формации золоторудных месторождений // Рудные формации эндогенных месторождений. Т. 2. М.: Наука. **1976**. С. 3—110.

Свешникова О.Л. Минеральные ассоциации сульфоантимонитов Pb и Ag в различных типах месторождений // Новые данные о минералах СССР. Тр. Минерал. музея им. А.Е. Ферсмана. М.: Наука. **1978**. Вып. 27. С. 128—131.

Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра. **1982**. 688 с.

Спиридонов Э.М. Геологическое строение Степнякского золотоносного интрузива // Вестн. МГУ. Сер. геол. **1968**. № 4. С. 97—104.

Спиридонов Э.М. Новые данные о раннем докембрии Ишкеольмесского антиклинория в Северном Казахстане // Докл. АН СССР. **1982_1**. Т. 267. С. 920—925.

Спиридонов Э.М. Минералогия скарнового месторождения меди Ичкеульмес (Северный Казахстан) // Новые данные о минералах. **1982_2**. Вып. 30. С. 208—226.

Спиридонов Э.М. Виды и разновидности блёклых руд и их рациональная номенклатура // Докл. АН СССР. **1984**. Т. 279. С. 447—453.

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:35 Страница 74

Спиридонов Э.М. Минеральные ассоциации золото-теллуридного месторождения Южное Аксу в Северном Казахстане // Зап. Узбек. отд. ВМО. **1985**. Вып. 38. С. 90—95.

Спиридонов Э.М. Месторождение Степняк. Месторождение Южное Аксу // Геология золоторудных месторождений СССР. Т. II. Месторождения Средней Азии и Казахстана. М.: ЦНИГРИ. **1986**. С. 57—65. С. 66—74.

Спиридонов Э.М. О толщах кварцитов среднего и верхнего рифея Северного Казахстана // Бюлл. МОИП. Отд. геол. **1987$_1$**. Т. 62. Вып. 2. С. 71—78.

Спиридонов Э.М. Типоморфные особенности блёклых руд некоторых плутоногенных, вулканогенных, телетермальных месторождений золота // Геол. рудн. месторожд. **1987$_2$**. Т. 29. № 1. С. 83—91.

Спиридонов Э.М. Каледонские магматические комплексы, некоторые аспекты эволюции земной коры и металлогения Северного Казахстана // Магматизм и рудоносность Казахстана. Алма-Ата: Гылым. **1991**. С. 114—122.

Спиридонов Э.М. Фации глубинности месторождений инверсионной плутоногенной золото-кварцевой формации С. Казахстана // Докл. АН СССР. **1992**. Т. 324. С. 1076—1080.

Спиридонов Э.М. Инверсионная плутоногенная золото-кварцевая формация каледонид севера Центрального Казахстана // Геол. рудн. месторожд. **1995**. Т. 37. № 3. С. 179—207.

Спиридонов Э.М. Зависимость минерального состава плутоногенных гидротермальных месторождений золота от состава вмещающей среды // Докл. РАН. **1998**. Т. 363. С. 1—3.

Спиридонов Э.М. О последовательности образования и типохимизме теллуридов золота-серебра в месторождениях плутоногенной золото-кварцевой формации (С. Казахстан) // Традиционные и новые направления в минералогических исследованиях. М.: ИГЕМ РАН. **2001**. С. 149—151.

Спиридонов Э.М. Обзор минералогии золота в ведущих типах Au минерализации // Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов. Апатиты: **2010**. С. 143—171.

Спиридонов Э.М., Бакшеев И.А., Захаров Д.В. Эволюция блёклых руд плутоногенного гипабиссального золото-галенит-сульфоантимонидового месторождения Бестюбе в Северном Казахстане // Изв. вузов. Сер. геол. и разв. **1996**. № 2. С. 73—78.

Спиридонов Э.М., Бакшеев И.А., Устинов В.И. Карбонаты березитов, лиственитов и сопутствующих золоторудных жил — индикаторы зональности плутоногенного месторождения Бестюбе, Северный Казахстан // Докл. РАН. **1995$_1$**. Т. 345. С. 1—6.

Спиридонов Э.М., Бакшеев И.А., Устинов В.И. Изотопно-геохимические критерии условий формирования гидротермальных плутоногенных Au и W месторождений березитовой и гумбеитовой формаций // Мат. XIV Симпоз. по геохимии изотопов. М.: ГЕОХИ. **1995$_2$**. С. 217—218.

Спиридонов Э.М., Дементт Т.Н., Минервин О.В., Архангельский Д.Н., Соколова Н.Ф., Борисёнок В.И., Демидов В.Н., Фролов Д.К. Золоторудное поле Аксу, Северный Казахстан: реальное геологическое строение и реальная минерально-геохимическая зональность Au-Sb, Au-Cu, Au-Te, Au-Bi-Te месторождений (по результатам объёмного геолого-геофизического, минералогического и геохимического картирования масштаба 1:25000 до глубин 900—1200 м) // Геология, генезис и вопросы освоения месторождений благородных металлов. М.: ИГЕМ РАН. **2002**. С. 240—244.

Спиридонов Э.М., Назьмова Г.Н., Шалаев Ю.С., Шавкин Г.Н. Месторождение Бестюбе. Месторождение Жолымбет // Геология золоторудных месторождений СССР. Т. II. Месторождения Средней Азии и Казахстана. М.: ЦНИГРИ. **1986$_1$**. С. 32—43. С. 44—56.

Спиридонов Э.М., Петрова И.В., Дашевская Д.М., Балашов Е.П., Климова Л.М. Рощинит $Ag_{19}Pb_{10}Sb_{51}S_{96}$ — новый минерал группы андорита // Зап. ВМО. **1990**. Ч. 119. Вып. 5. С. 24—32.

Спиридонов Э.М., Соколова Н.Ф., Гапеев А.К. Минеральные ассоциации золото-теллуридного месторождения Жана-Тюбе (Северный Казахстан) // Геол. рудн. месторожд. **1974**. Т. 16. № 1. С. 54—65.

Спиридонов Э.М., Соколова Н.Ф., Гапеев А.К. Кобальтфробергит месторождения Жана-Тюбе в Казахстане // Новые данные о минералах СССР. Тр. Минерал. музея им. А.Е. Ферсмана. **1978$_1$**. М.: Наука. Вып. 26. С. 140—145.

Спиридонов Э.М., Соколова Н.Ф., Дашевская Д.М., Евстигнеева Т.Л., Гапеев А.К., Чвилёва Т.Н., Демидов В.Г., Шульга В.И. Новый минерал — аргентотеннантит // Докл. АН СССР. **1986$_2$**. Т. 290. С. 206—211.

NDM49_P001-075_141229:_ 29.12.2014 21:35 Страница 75

Спиридонов Э.М., Соколова Н.Ф., Назьмова Г.Н., Шалаев Ю.С. Типохимизм шеелита разноглубинных плутоногенных золото-кварцевых месторождений Северного Казахстана // Докл. РАН. **1998**. Т. 364. № 3. С. 363—365.

Спиридонов Э.М., Соколова Н.Ф., Чвилёва Т.Н., Шумкова Н.Г. Теллуровисмутит и тетрадимит Северного Казахстана // Новые данные о минералах СССР. Тр. Минерал. музея им. А.Е. Ферсмана. М.: Наука. **1978**$_2$. Вып. 26. С. 120—139.

Спиридонов Э.М., Соколова Н.Ф., Шумкова Н.Г., Чвилёва Т.Н. Сильванит из золоторудного месторождения Жана-Тюбе в Северном Казахстане // Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. Л.: Наука. **1976**. С. 117—121.

Спиридонов Э.М., Филимонов С.В., Брызгалов И.А., Гусева Е.В., Коротаева Н.Н., Кривицкая Н.Н., Япаскурт В.О. Особенности зонального строения минералов группы блёклых руд — один из критериев отличия гидротермальных месторождений золота: плутоногенных, вулканогенно-плутоногенных и вулканогенных // Онтогения минералов и её значение для решения геол. прикладных и научных задач. СПб: РМО. **2009**. С. 135—136.

Спиридонов Э.М., Филипьев М.П., Балашов Е.П., Соколова Н.Ф. Месторождение Кварцитовые Горки // Геология золоторудных месторождений СССР. Т. II. Месторождения Средней Азии и Казахстана. М.: ЦНИГРИ. **1986**$_3$. С. 75—86.

Спиридонов Э.М., Шапур Хамид. Пирротин позднеордовикских месторождений Северного Казахстана // Новые данные о минералах СССР. Тр. Минерал. музея им. А.Е. Ферсмана АН СССР. М.: Наука. **1978**. Вып. 27. С. 161—182.

Филимонов С.В., Спиридонов Э.М. Блёклые руды плутоногенного гипабиссального золото-антимонитового месторождения Кварцитовые Горки (север Центрального Казахстана) // Новые данные о минералах. **2005**. Вып. 40. С. 96—104.

Шапур Хамид, Победимская Е.А., Спиридонов Э.М., Белов Н.В. Уточнённая структура петцита $AuAg_3Te_2$ // Кристаллография. **1978**. Т. 23. С. 483—486.

Шатагин К.Н. Возраст и происхождение гранитоидов Зерендинского батолита в Северном Казахстане по результатам Rb/Sr изотопного исследования // Докл. РАН. **1994**. Т. 336. С. 674—676.

Шлыгин Е.Д. О докембрии Кокчетавской глыбы и о термине Кокчетавская глыба // Вестник АН КазССР. **1962**. № 8. С. 17—31.

Шульга В.М., Булыго Л.В. Общие закономерности тектоно-магматического развития и основные черты тектонического строения восточной части Северного Казахстана // Геология Центрального Казахстана. Алма-Ата: Наука. **1969**. Вып. 3. С. 14—25.

Hagemann S.G., Brown Ph.E. Geobarometry in Archean lode-gold deposits // Eur. J. Mineral. **1996**. Vol. 8. P. 937—960.

Jia Y., Li X. , Kerrich R. A fluid inclusion study of Au-bearing quartz vein systems in the Central and North Deboran deposits of the Bendigo gold field, Central Victoria, Australia // Econ. Geol. **2000**. Vol. 95. P. 467—494.

Lindgren W. Mineral deposits, 4th ed. New York-London : McGraw-Hill Book Company. **1933**. 930 p.

Mishra B., Panigrahi M.K. Fluid evolution in the Kolar Gold Field : evidence from fluid inclusion studies // Mineral. Deposita. **1999**. Vol. 34. P. 173—181.

Moëlo Y. Contribution à l'étude des conditions naturelles de formation des sulfures complexes d'antimoine et plomb. Sulfosels de Pb/Sb. Signification métallogénique // Document BRGM. **1983**. № 55. 624 p. (на фр. яз.).

Moëlo Y., Makovicky E., Karup-Møller S. Sulfures complexes plomboargentiferes: mineralogy et crystallochemie de la serie andorite — fizelyite, $(Pb,Mn,Fe,Cd,Sn)_{3-2x}(Ag,Cu)_x(Sb,Bi,As)_{2+x}(S,Se)_6$ // Document BRGM. **1989**. № 167. 107 p. (на фр. яз.).

Nesbitt B.E. Gold deposit continuum: a genetic model for lode Au mineralization in the continental crust // Geology. **1988**. Vol. 16. P. 1044—1048.

Ramdohr P. The ore minerals and their intergrowths. Toronto: Pergamon Press. **1980**. 2 vol. 1205 p.

Schneiderhöhn H. Lehrbuch der Erzlager Stättenkunde. Berlin. **1941**. 858 s. (на нем. яз.).

Smith F.G. The ore deposition temperature and pressure at the McIntyre mine, Ontario // Econ. Geol. **1948**. Vol. 43. P. 627—636.

Trumbull R.B., Hua L., Lehrberger G. Granitoid-hosted gold deposits in the Anjiayingzi district of Inner Mongolia, People's Republic of China // Econ. Geol. **1996**. Vol. 91. P. 875—895.

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 76

Кристаллохимия, минералы как прототипы новых материалов, физические и химические свойства минералов

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 77

УДК 548.313.25

МОДУЛЯРНОЕ СТРОЕНИЕ ПОЛИТИПОВ ВИТЧИТА И РОДСТВЕННЫХ ПЕНТАБОРАТОВ

Н.А. Ямнова
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, natalia-yamnova@yandex.ru

С.М. Аксенов
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова; Институт кристаллографии им. А. В. Шубникова РАН, Москва, aks.crys@gmail.com

Н.Н. Еремин
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, neremin@geol.msu.ru

В работе представлен основанный на модулярном подходе кристаллохимический анализ природных и синтетических витчитоподобных пентаборатов. Структуры трех политипов витчита $Sr_2[B_5O_8(OH)]_2$•$[B(OH)_3]$•H_2O, так же, как и витчитоподобных синтетических модификаций, построены из изолированных друг от друга трехслойных пакетов, образованных Ca(Sr,Ba)-полиэдрами, связанными с обеих сторон борокислородными сетками. B-O-слои построены из пентагрупп $[B^t_2B^\Delta_3O_8(OH)]^{2-}$, образованных двумя B-тетраэдрами и тремя B-треугольниками. С позиций модулярного подхода рассмотрены структуры производных от витчита пентаборатов — волковскита, бирингучита, гоуерита и назинита. Фундаментальной строительной единицей (базовой структурой) пентаборатов является объемный блок с формулой $\{M[B_5O_8(OH)]\}_2$• $\{[B(OH)_3],H_2O\}_2$ (M = Ca, Sr, Ba) и метрическими характеристиками a^* ~ 6.7Å, b^* ~ 6.7Å, c^* ~ 10.8Å, α^* ~ 105°, β^* ~ 75°, γ^* ~ 120°. Возможные базовые модели витчитоподобных политипных модификаций с симметрией $P\bar{1}$, $P11n$, $P12_11$ получены геометрическим построением гипотетических структур. Анализ межатомных расстояний и энергетическая оценка моделей с применением универсального набора параметров межатомных потенциалов определили наиболее вероятную базовую структуру. Разнообразие минеральных видов в рассмотренной группе пентаборатов связано с вариациями состава, симметрии блоков и способами их объединения в структуре.
В статье 7 таблиц, 6 рисунков, список литературы из 22 наименований.
Ключевые слова: модулярный подход, политипия, пентабораты, витчит, волковскит, бирингучит, гоуерит, назинит, структурная энергия.

Первые структурные исследования природного стронциевого пентабората витчита $Sr_2[B_5O_8(OH)]_2$•$[B(OH)_3]$•H_2O, выполненные одновременно российскими (Руманова, Гандымов, 1971; Руманова и др., 1971) и американскими (Clark, Christ, 1971) авторами, выявили две полиморфные моноклинные модификации: *p*-витчит (пространственная группа, пр. гр. $P2_1$) и витчит (пр. гр. Aa). Структура высококальциевой разновидности *p*-витчита уточнена позднее (Расцветаева и др., 1993). В опубликованной недавно работе (Grice, Pring, 2012) приведены результаты уточнения структур новых находок моноклинных *p*-витчита и витчита (в данной работе витчита-1*M* и витчита-2*M*) и описание структуры триклинной модификации витчита-*A* (витчита-1*A*) (Kumbasar, 1979). К настоящему моменту изучены структуры 15 природных и синтетических витчитоподобных и производных от витчита пентаборатов, кристаллографические характеристики которых представлены в таблице 1.

Основу структур витчитоподобных соединений составляют изолированные друг от друга трехслойные пакеты (рис. 1), центральная часть которых представлена *M*-полиэдрами (*M* = Ca, Sr, Ba), объединенными в слои, с двух сторон которых располагаются борокислородные сетки. Строительными единицами сетки (рис. 2) являются пентагруппы $[B^t_2B^\Delta_3O_8(OH)]^{2-}$, образованные из двух B-тетраэдров и трех B-треугольников, один из которых является апикальным с OH-группой в свободной вершине. Располагаясь перпендикулярно плоскости борокислородного слоя навстречу соседнему трехслойному пакету, апикальный B-треугольник делает слои полярными. Размножаясь лежащими в плоскости борокислородного слоя горизонтальными трансляциями, пентагруппы формируют девятичленные кольца тригональной конфигурации. В центре колец располагаются *M*-катионы, вокруг которых образуются полиэдры двух сортов: десяти- и одиннадцативершинники, жестко связанные с B-полиэдрами пентаборатных слоев по общим ребрам и граням. Свободная вершина *M*1-десятивершинника занята молекулой H_2O, а *M*2-одиннадцативершинник связан по общему (OH)-ребру с дополнительным $B(OH)_3$-треугольником, изолиро-

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 78

Таблица 1. **Кристаллографические характеристики витчитоподобных пентаборатов**

Соединение, формула	Пр.гр. Z	Параметры элементарной ячейки (Å, град.)			Матрицы перехода			Параметры блока (Å, град.)		
		a	b	c				a	b	c
		α	β	γ				α	β	γ
p-витчит	$P2_1$	6.70	20.80	6.60	-1	0	0	6.70	6.73	10.89
$\{Sr[B_5O_8(OH)]\}_2 \cdot \{[B(OH)_3] \cdot H_2O\}$	2	90.00	119.15	90.00	1	0	1	103.8	73.9	121.1
					-0.55	-0.5	-0.21			
Высоко-кальциевый *p*-витчит	$P2_1$	6.686	20.614	6.594	-1	0	0	6.69	6.72	10.80
$\{(Ca,Sr)[B_5O_8(OH)]\}_2 \cdot \{[B(OH)_3] \cdot H_2O\}$	2	90.00	119.17	90.00	1	0	1	103.8	73.9	121.1
					-0.55	-0.5	-0.21			
Витчит-1*M*	$P2_1$	6.713	20.704	6.627	-1	0	0	6.71	6.75	10.85
$\{Sr[B_5O_8(OH)]\}_2 \cdot \{[B(OH)_3] \cdot H_2O\}$	2	90.00	119.21	90.00	1	0	1	103.8	73.9	121.0
					-0.55	-0.5	-0.21			
Витчит	*Aa*	20.86	11.738	6.652	0	-0.5	-0.5	6.75	6.75	10.77
$\{Sr[B_5O_8(OH)]\}_2 \cdot \{[B(OH)_3] \cdot H_2O\}$	4	90.00	92.10	90.00	0	0.5	-0.5	103.6	78.4	120.9
					-0.5	-0.23	0			
Витчит-2*M*	*Cc*	6.607	11.713	20.685	-0.5	-0.5	0	6.75	6.75	10.69
$\{Sr[B_5O_8(OH)]\}_2 \cdot \{[B(OH)_3] \cdot H_2O\}$	4	90.00	92.00	90.00	-0.5	0.5	0	103.6	78.4	120.4
					0	-0.23	-0.5			
Витчит-1*A*	$P\bar{1}$	6.638	6.739	20.982	1	-1	0	6.74	6.74	10.90
$\{Sr[B_5O_8(OH)]\}_2 \cdot \{[B(OH)_3] \cdot H_2O\}$	2	87.86	82.70	60.48	0	1	0	105.9	75.9	121.0
					0	-0.5	0.5			
$\{Ca[B_5O_8(OH)]\}_2 \cdot \{[B(OH)_3] \cdot H_2O\}$ (I)	*P*1	6.665	6.617	10.605	1	0	0	6.67	6.62	10.61
	1	103.68	77.98	120.93	0	1	0	103.7	78.0	120.9
					0	0	1			
$\{Ca[B_5O_8(OH)]\}_2 \cdot \{[B(OH)_3] \cdot H_2O\}$ (II)	*P*1	6.544	6.606	10.596	1	-1	0	6.67	6.61	10.60
	1	76.66	88.48	60.94	0	1	0	103.3	78.3	120.9
					0	0	-1			
$\{Ca[B_5O_8(OH)]\} \cdot \{H_2O\}$	$P2_1/c$	6.530	19.613	6.530	-1	0	0	6.53	6.61	10.47
	4	90.00	119.21	90.00	1	0	1	108.9	73.6	120.4
					-0.64	0.5	-0.39			
$\{Ba[B_5O_8(OH)]\} \cdot \{H_2O\}$ (I)	$P\bar{1}$	6.785	6.831	10.629	0	-1	0	6.83	6.86	10.63
	2	100.07	91.98	119.46	1	1	0	102.0	79.9	120.6
					0	0	1			
$\{Ba[B_5O_8(OH)]\} \cdot \{H_2O\}$ (II)	$P\bar{1}$	6.781	6.901	9.737	0	-1	0	6.90	6.87	9.74
	2	102.55	91.51	119.72	1	1	0	104.1	77.4	121.0
					0	0	1			
Волковскит	P1	6.50	23.96	6.62	0	0	1	6.62	6.60	10.53
$\lvert\{Ca[B_5O_8(OH)]\}_2 \cdot \{[B(OH)_3] \cdot H_2O\}\rvert_2$	1	95.68	119.6	90.59	-1	0	-1	102.2	78.4	121.1
$\cdot \{KCl \cdot 2H_2O\}$					0.11	0.43	0.22			
Бирингучит	$P2_1/c$	11.196	6.561	20.757	0	-1	0	6.56	6. 49	10.41
$\{Na[B_5O_8(OH)]\}_2 \cdot \{Na \cdot H_2O\}_2$	4	90.00	93.89	90.00	0.5	0.5	0	95.4	85.9	120.4
					0	-0.11	0.5			
Гоуерит	$P2_1/c$	12.882	16.360	6.558	0.5	0	0	6.44	6. 56	8.52
$\{Ca[B_5O_8(OH)]\} \cdot \{[B(OH)_3] \cdot 3H_2O\}$	4	90.00	121.62	90.00	0	0	1	103.5	75.3	121.6
					0.12	0.5	-0.18			
Назинит	$Pna2_1$	12.015	6.518	11.173	0	-1	0	6.52	6. 47	7.03
$\{Na[B_5O_8(OH)]\} \cdot \{Na \cdot 2H_2O\}$	4	90.00	90.00	90.00	0	0.5	0.5	105.2	58.7	120.3
					0.5	0.56	0			

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 79

ванным от борокислородной сетки пакета. Вдоль вертикальных периодов трехслойные пакеты объединены только водородными связями, реализованными с участием молекул H_2O и OH-групп апикальных и дополнительных B-треугольников. Данная особенность кристаллической структуры витчитов объясняет возможность смещения и разворота соседних трехслойных пакетов друг относительно друга и, как следствие, образования политипов с близкими горизонтальными параметрами и различающимся в кратное число раз вертикальным параметром.

Кристаллохимические исследования минералов группы витчита и родственных ему природных и синтетических соединений, проведенные ранее (Расцветаева и др., 1993; Белоконева и др., 2000; Grice, Pring, 2012), продолжены нами в (Ямнова и др., 2009; Yamnova *et al.*, 2011) с использованием модулярного подхода (Ferraris *et al.*, 2004; Ямнова и др., 2008; Расцветаева, Аксенов, 2011). В качестве фундаментальной строительной единицы (модуля или базовой структуры) был выделен объемный блок с параметрами $a^* \sim 6.7$Å, $b^* \sim 6.7$Å, $c^* \sim 10.8$Å, $\alpha^* \sim 105°$, $\beta^* \sim 75°$, $\gamma^* \sim 120°$, состав которого отвечает формуле $\{M[B_5O_8(OH)]\}_2 \bullet \{[B(OH)_3],H_2O\}_2$ (M = Ca, Sr, Ba), где первая фигурная скобка соответствует содержанию пакета, а вторая — межпакетного пространства. Вариативность симметрийной связи между атомами внутри блока и его состава, а также способы объединения отдельных блоков в структурах приводят к образованию политипов. Цель настоящей работы — поиск наиболее вероятной базовой модели витчитоподобных пентаборатов. Для возможных гипотетических структур, построенных на основе известной, проведено тестирование по межатомным расстояниям, а также последующая энергетическая оценка по результатам расчетов параметров межатомных потенциалов.

Особенности симметрийной связи в структурах политипов витчита

Особенности симметрийной связи в структурах витчитоподобных пентаборатов рассмотрены с позиций OD-теории в работе Е.Л. Белоконевой и соавторов (Белоконева и др., 2000), где были выявлены элементы псевдосимметрии (центр инверсии в структуре моноклинного витчита и плоскость скользящего отражения в родственной витчиту структуре K,Ca-пентабората волковскита), связывающие пары борокислородных слоев, принадлежащих одному пакету. Проведенный позднее нами (Ямнова и др., 2009; Yamnova *et al.*, 2011) анализ показал наличие новых элементов псевдосимметрии, связывающих слои, принадлежащие соседним пакетам: «плоскость скользящего отражения (*g*)» (рис. 1*a, b*) и «винтовая оси второго порядка, 2_1» (рис. 1*c, d*). Данные операции не являются кристаллографическими, поэтому заключены в кавычки. Вектор скольжения в обоих случаях равен ~1/3$\mathbf{T}_d$, где $\mathbf{T}_d$ ~11.7Å — параметр *b* элементарной ячейки витчита. В структуре триклинного витчита-1*A* амплитуда сдвига соседних слоев иная и равна ~1/4$\mathbf{T}_d$. Слои одного пакета во всех трех политипных модификациях витчита связаны центром инверсии, причем для моноклинных *p*-витчита (рис. 1*b*) и витчита (рис. 1*c*) это элементы псевдосимметрии, так как им не подчиняются расположенные в межпакетном пространстве изолированные $B(OH)_3$-треугольники и молекулы H_2O, а в структуре триклинной модификации витчита-1*A* (рис. 1*d*) — истинные. В этом случае в структуре чередуются пакеты разного состава: с катионной начинкой из Sr1-десятивершинников, координированных молекулами воды, и из Sr2-одиннадцативершинников, координированных изолированными $B(OH)_3$-треугольниками. Следует отметить, что в данной триклинной структуре сохраняется как элемент псевдосимметрии вертикальная плоскость скользящего отражения, расположенная перпендикулярно $\mathbf{T}_d$ ~ 11.7Å и нарушаемая изолированными $B(OH)_3$-треугольниками и молекулами воды. В структуре моноклинного витчита, симметрия которого описывается пр. гр. *Aa*, данная плоскость является истинной. Также истинными элементами симметрии являются центры инверсии, связывающие слои как одного пакета, так и соседних, в структурах двух модификаций $Ba[B_5O_8(OH)]\bullet H_2O$ (II) (рис. 1*e*) (Белоконева и др., 2008) и $Ba[B_5O_8(OH)]\bullet H_2O$ (I) (рис. 1*f*) (Pushcharovsky *et al.*, 2000). В структуре синтетического $Ca[B_5O_8(OH)]\bullet H_2O$ (рис. 1*g*) (Ямнова и др., 2003) слои соседних пакетов связаны центром инверсии, а слои одного пакета — плоскостью скользящего отражения, и в данном случае сохраняется истинная симметрия (пр. гр. $P2_1/c$). В ацентричной структуре синтетического Ca-пентабората $Ca_2[B_5O_8(OH)]_2\bullet[B(OH)_3]\bullet H_2O$ (рис. 1*a*) со смешанным заполнением межпакетного пространства (Ямнова и др., 2009) пара слоев одного пакета связана отмеченной выше плоскостью «*g*», но вектор скольжения в данном случае равен ~1/2$\mathbf{T}_d$. Как и в случае витчитов, обеим операциям не подчиняются изолированные $B(OH)_3$-треугольники и молекулы H_2O.

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 80

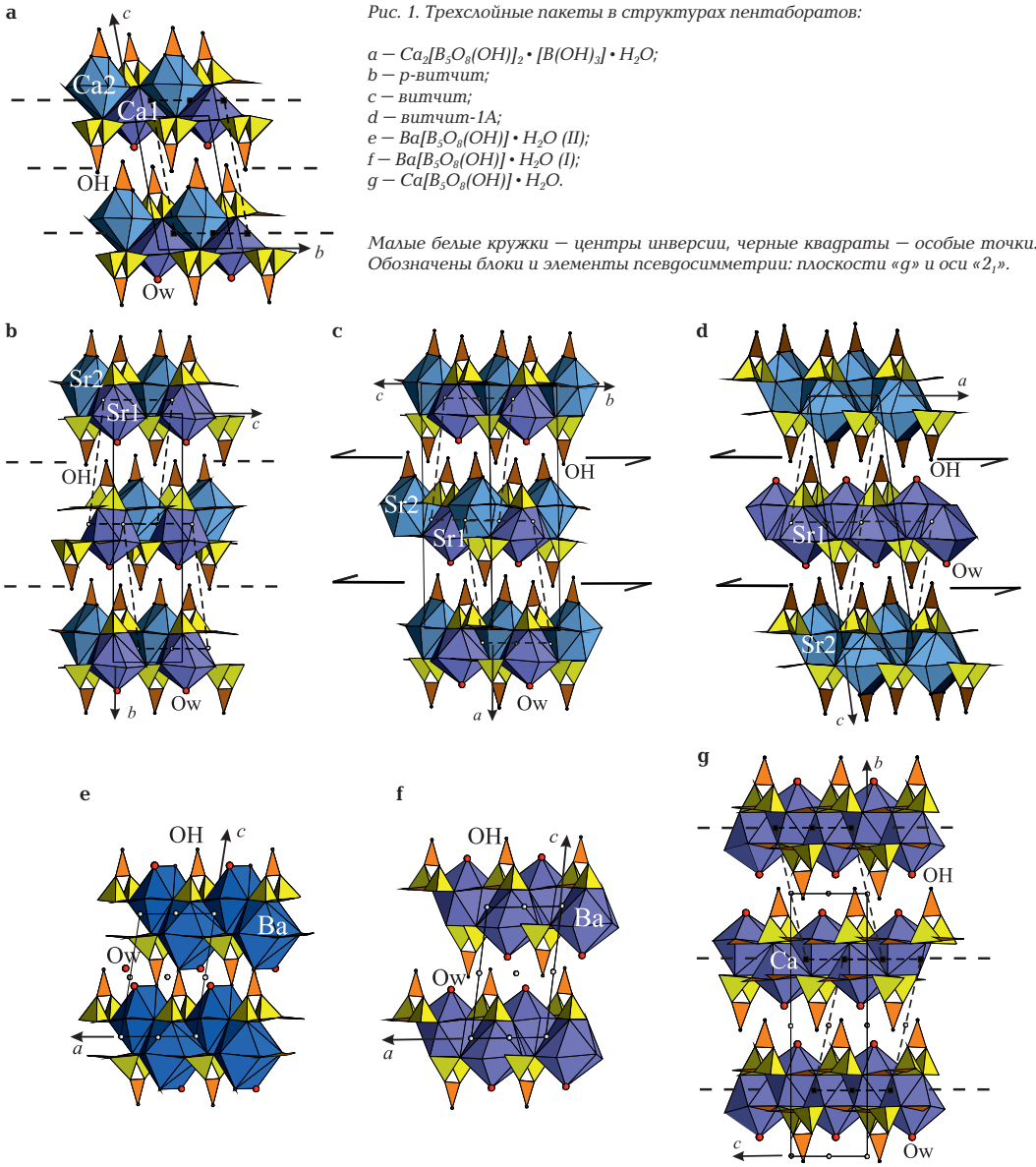


Рис. 1. Трехслойные пакеты в структурах пентаборатов:

a — $Ca_2[B_5O_8(OH)]_2 \cdot [B(OH)_3] \cdot H_2O$;
b — p-витчит;
c — витчит;
d — витчит-1A;
e — $Ba[B_5O_8(OH)] \cdot H_2O$ (II);
f — $Ba[B_5O_8(OH)] \cdot H_2O$ (I);
g — $Ca[B_5O_8(OH)] \cdot H_2O$.

Малые белые кружки — центры инверсии, черные квадраты — особые точки. Обозначены блоки и элементы псевдосимметрии: плоскости «g» и оси «2_1».

На рисунке 2 показано чередование и симметрийная связь слоев, расположенных на четырех уровнях вдоль оси, перпендикулярной плоскости слоя в структурах трех политипов витчита (рис. 2*a, b, c*), волковскита (рис. 2*d*) (Расцветаева и др., 1992) и синтетического $Ca[B_5O_8(OH)]\cdot H_2O$ (рис. 2e). Слои, принадлежащие одному трехслойному пакету, заключены на рисунке в квадратные скобки: в центральной части рисунка выделен один пакет, а в верхней и нижней частях — две половины соседних пакетов. На этом же рисунке выделены модули-блоки $\{M[B_5O_8(OH)]\}_2\cdot\{[B(OH)_3],H_2O\}_2$ с псевдогексагональным сечением — триклинные «протоячейки», горизонтальные оси a^* и b^* которых ориентированы таким образом, что «апикальные» B-треугольники пентагрупп параллельны длинной диагонали ($\mathbf{T}_d$ ~ 11.7Å) ромба. В выделенных блоках атомы занимают сходные позиции, отличия же заключаются в симметрийной связи и заполнении межпакетного пространства внутри блока, а также способах объединения отдельных

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 81

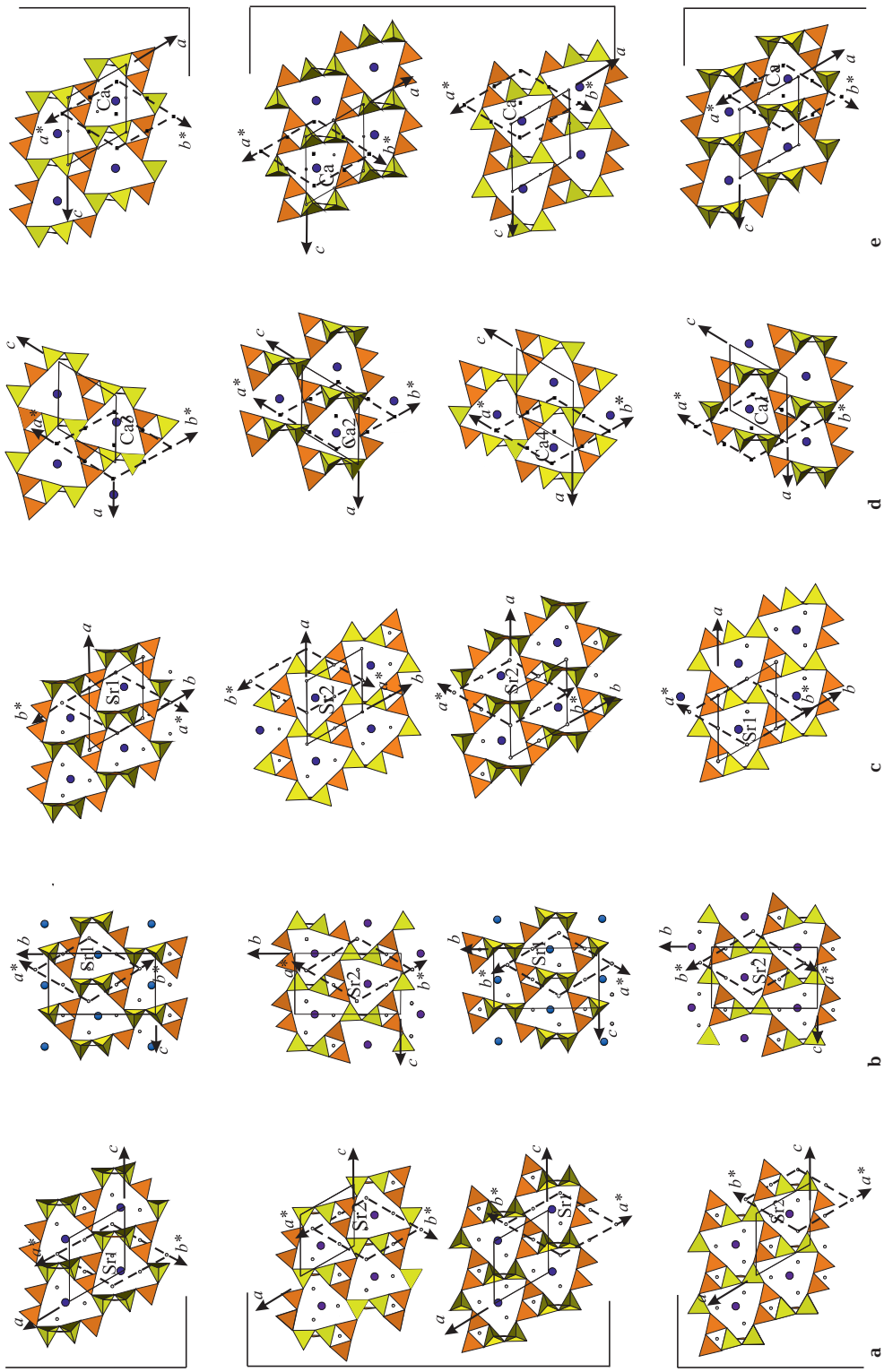


Рис. 2. Чередование борокислородных слоев на четырех уровнях в структурах пентаборатов: a — p-витчит; b — витчит; c — витчит-1A; d — волковскит; e — $Ca[B_5O_8(OH)] \cdot H_2O$. Квадратными скобками обозначены слои, объединенные в пакеты. Пунктиром выделены блоки. Малые белые кружки — псевдо- (a, b) и истинные (c, e) центры инверсии, черные квадраты — особые точки.

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 82

блоков вдоль вертикальной оси. Узлы блока выбраны в псевдо- или истинных центрах инверсии (малые белые кружки на рисунках 1 и 2), а также в особых точках (малые черные квадраты на рисунках), привязанных к элементам симметрии, то есть равноудаленных от пар *M*-позиций и расположенных на соединяющих их прямых. Длина векторов a^* и b^* идентична горизонтальным трансляциям элементарных ячеек конкретных структур, а длина вектора c^* соответствует расстоянию между узлами, расположенными в соседних трехслойных пакетах. В структуре витчита-1*A* (рис. 1*d*; рис. 2*c*) и Ba-пентаборатов (рис. 1*e*, *f*) узлы блока совпадают с истинными центрами инверсии, в структурах моноклинных политипов — с псевдоцентрами инверсии (рис. 1*b*, *c*; рис. 2*a*, *b*). В структурах $Ca_2[B_5O_8(OH)]_2$•$[B(OH)_3]$•H_2O (рис. 1*a*), волковскита (рис. 2*d*) и $Ca[B_5O_8(OH)]$•H_2O (рис. 1*g*; рис. 2*e*) узлы блока выбраны в особых точках, расположенных на плоскостях скользящего отражения. Координаты (*x*, *y*, *z*) узлов, определенные для конкретных структур, явились основой для расчета матриц переходов от элементарной ячейки каждой структуры к триклинным блокам (модулям), метрические характеристики которых приведены в таблице 1.

Чередование борокислородных слоев на основе выделенных блоков в структурах витчитоподобных пентаборатов схематически изображено на рисунке 3, где гипотетические модели построены путем комбинаций истинных и псевдоэлементов симметрии при сохранении взаимного расположения фрагментов, аналогичного с реальными структурами. Пентагруппы борокислородных слоев, изображенные в виде треугольников на схеме, находятся на границах блоков и принадлежат трехслойному пакету. По симметрийной связи атомов внутри выделенных блоков структуры витчитоподобных пентаборатов

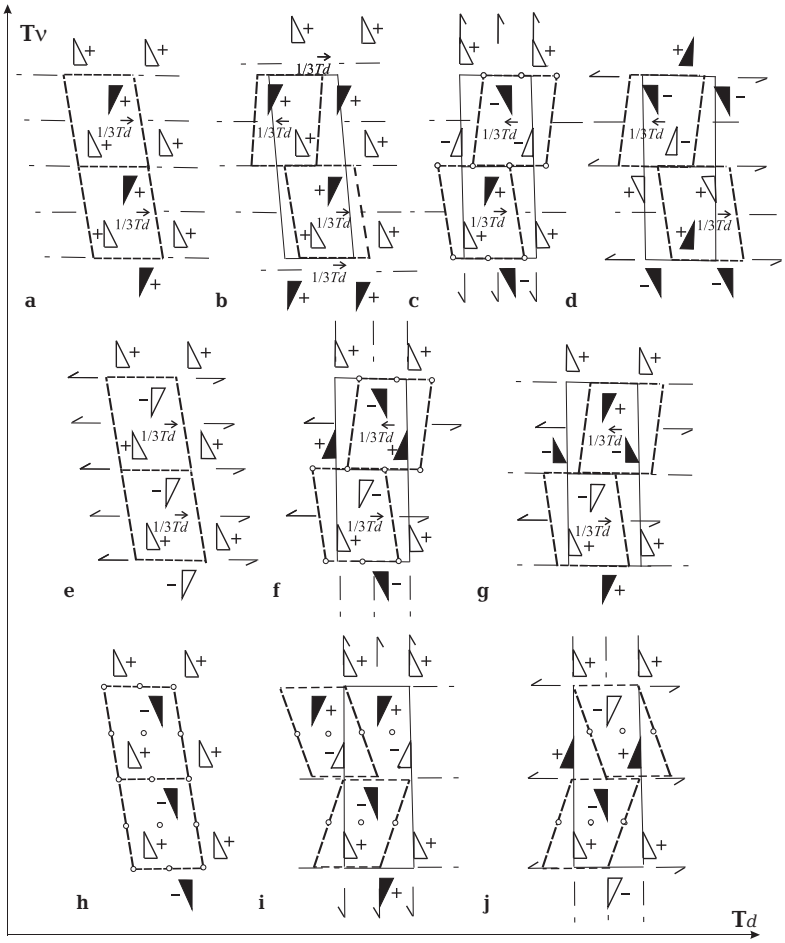


Рис. 3. Схематическое изображение симметрийной связи слоев в структурах пентаборатов:
a — $Ca_2[B_5O_8(OH)]_2$ • $[B(OH)_3]$ • H_2O;
b — волковскит;
c — p-витчит;
d — гипотетическая модель;
e — гипотетическая модель;
f — витчит и витчит-1A;
g — гипотетическая модель;
h — $Ba[B_5O_8(OH)]$ • H_2O (II) и $Ba[B_5O_8(OH)]$ • H_2O (I);
i — $Ca[B_5O_8(OH)]$ • H_2O;
j — гипотетическая модель.
Черные и белые треугольники — соответственно левые и правые фигуры (пентагруппы борокислородного слоя). Пунктиром выделены блоки, обозначены вертикальная (T_v) и диагональная (T_d) трансляции.

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 83

Таблица 2. **Характеристика элементарных ячеек триклинных и моноклинных гипотетических моделей пентаборатов состава $Ca_2[B_5O_8(OH)]_2{\cdot}2[B(OH)_3]$ (1-1, 1-2, 1-3, 1-4) и $Ca_2[B_5O_8(OH)]_2{\cdot}2H_2O$ (2-1, 2-2, 2-3, 2-4)**

Параметры элементарной ячейки	Модель 1-1 Модель 2-1	Модель 1-2 Модель 2-2	Модель 1-3 Модель 2-3	Модель 1-4 Модель 2-4
a, Å	6.665	6.665	6.665	10.430
b, Å	6.617	6.617	6.617	11.738
c, Å	10.605	10.605	10.605	6.652
α, град.	103.68	90	90	90
β, град.	77.98	90	90	92.1
γ, град.	120.93	120.93	120.93	90
Симметрия	*(i)*	*(i)*	*(n)*	(2_1)
Матрица преобразования координат атомов	*x, y, z* *-x, -y, -z*	*x, y, z* *-x, -y, -z*	*x, y, z* *x+1/2, y+1/2, -z*	*x, y, z* *-x, y+1/2, -z*

можно разделить на три типа. Первый тип — «плоскость скользящего отражения, *g*» реализован в структурах Ca-пентабората $Ca_2[B_5O_8(OH)]_2{\bullet}[B(OH)_3]{\bullet}H_2O$ (рис. 3*a*), волковскита (рис. 3*b*), *p*-витчита (рис. 3*c*) и гипотетической модели (рис. 3*d*); второй тип — «винтовая ось второго порядка, 2_1» — в структурах моноклинного и триклинного витчитов (рис. 3*f*), а также двух гипотетических моделей (рис. 3*e, g*); третий тип — центр инверсии (*i*) — в структурах Ba-пентаборатов (рис. 3*h*), Ca-пентабората $Ca[B_5O_8(OH)]{\bullet}H_2O$ (рис. 3*i*) и гипотетической модели (рис. 3*j*). Вдоль оси ($\mathbf{T}_v$), перпендикулярной к плоскости слоев, чередуются как трансляционно-идентичные блоки, так и связанные действием истинных элементов симметрии пространственных групп конкретных структур.

Геометрическое построение и тестирование возможных базовых моделей политипов витчита

Представленные на рисунке 3 (*a, e, h*) модели структур, построенных из связанных трансляциями $\mathbf{T}_x$, $\mathbf{T}_y$, $\mathbf{T}_z$ блоков, являются базовыми моделями витчитоподобных структур, при этом истинной симметрии (пр. гр. $P\bar{1}$) подчиняется базовая модель (рис. 3*h*) с однородным заполнением межпакетного пространства молекулами H_2O, реализованная в структурах двух модификаций (I, II) синтетического $Ba[B_5O_8(OH)]{\bullet}H_2O$ и отмеченная Е.Л. Белоконевой с соавторами (Белоконева и др., 2000) как MDO-политип. Две другие модели обладают не кристаллографической (с трансляционной компонентой ~$1/3\mathbf{T}_d$) симметрией «*g*» (рис. 3*a*) и «2_1» (рис. 3*e*), при этом первая модель реализована в исследованной нами (Ямнова и др., 2009) и впоследствии уточненной (Ямнова и др., 2012) структуре синтетического Ca-пентабората $Ca_2[B_5O_8(OH)]_2{\bullet}[B(OH)_3]{\bullet}H_2O$, а вторая является гипотетической.

Для определения вероятности образования MDO-политипов, симметрия которых подчинялось бы истинным пр. гр. $P\bar{1}$, $P11n$ и $P12_11$ (с трансляционной компонентой $1/2\mathbf{T}_d$ для моноклинных групп), построены модели структур соединений состава $Ca_2[B_5O_8(OH)]_2{\bullet}2[B(OH)_3]$ и $Ca_2[B_5O_8(OH)]_2{\bullet}2H_2O$ с однородным заполнением межпакетного пространства. В качестве исходной для моделей с симметрией (*i*) (пр. гр. $P\bar{1}$) и (*n*) (пр. гр. $P11n$) использованы метрические характеристики и координаты базисных атомов реальной структуры $Ca_2[B_5O_8(OH)]_2{\bullet}[B(OH)_3]{\bullet}H_2O$ (Ямнова и др., 2009), в которой молекула H_2O и $B(OH)_3$-треугольник поочередно заменяют друг друга. Выбор в пользу данной модели обусловлен совпадением ее метрических характеристик с базовым блоком, а также сравнительно небольшим количеством параметров, что необходимо для дальнейшего проведения энергетической оценки. Основой моделей с симметрией (2_1) (пр. гр. $P12_11$) для соединений обоих составов послужили координаты атомов из (Clark, Christ, 1971), соответствующие половине объема ячейки ($a' = 1/2a = 10.4$Å) моноклинного витчита, в реальной структуре которого выделенный блок обладает не кристаллографической симметрией «2_1» с трансляционной компонентой ~$1/3\mathbf{T}_d$ вдоль оси $b = 11.7$Å.

Характеристики элементарных ячеек построенных моделей приведены в таблице 2, преобразованные координаты атомов — таблицах 3—6, «боковые» проекции гипотетических структур — на рисунке 4. Для моделей с симметрией (*i*) использованы два варианта элементарной ячейки: триклинной с «косыми» углами и «прямоугольной», для моделей с симметрией (*n*) и (2_1) — только «прямоугольной» моноклинной.

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 84

Таблица 3. **Координаты атомов моделей (1-1, 1-2, 1-3) состава $Ca_2[B_5O_8(OH)]_2 \cdot 2[B(OH)_3]$**

Атом	x/a	y/b	z/c
Ca1	0.2300	0.2850	0.1150
B1	0.3320	-0.2000	0.1180
B2	-0.0950	0.6580	0.1610
B3	-0.2810	-0.0960	0.1740
B4	-0.3580	0.2130	0.1370
B5	-0.2230	-0.1850	0.3740
B6	0.1790	0.4070	0.4180
O1	-0.1010	-0.1550	0.1110
O2	0.5010	0.7290	0.1100
O3	-0.2050	0.1470	0.1520
O4	0.4020	0.0390	0.1330
O5	0.6900	0.4320	0.1250
O6	0.1080	0.6270	0.1060
O7	-0.0990	0.7090	0.3060
O8	-0.3260	-0.1040	0.3140
(OH)9**	0.1350	-0.5550	0.5510
(OH)10*	-0.2480	-0.1650	0.5070
(OH)11**	0.1340	0.5080	0.3360
(OH)12**	0.2760	0.2730	0.3480

Таблица 4. **Координаты атомов моделей (2-1, 2-2, 2-3) состава $Ca_2[B_5O_8(OH)]_2 \cdot 2H_2O$**

Атом	x/a	y/b	z/c
Ca1	0.2300	0.2850	0.1150
B1	0.3320	-0.2000	0.1180
B2	-0.0950	0.6580	0.1610
B3	-0.2810	-0.0960	0.1740
B4	-0.3580	0.2130	0.1370
B5	-0.2230	-0.1850	0.3740
O1	-0.1010	-0.1550	0.1110
O2	0.5010	0.7290	0.1100
O3	-0.2050	0.1470	0.1520
O4	0.4020	0.0390	0.1330
O5	0.6900	0.4320	0.1250
O6	0.1080	0.6270	0.1060
O7	-0.0990	0.7090	0.3060
O8	-0.3260	-0.1040	0.3140
(OH)9*	-0.2480	-0.1650	0.5070
Ow	0.1700	0.3700	0.3380

Таблица 5. **Координаты атомов модели (1-4) состава $Ca_2[B_5O_8(OH)]_2 \cdot 2[B(OH)_3]$**

Атом	x/a	y/b	z/c
Ca1	0.1100	0.0400	0.5300
Ca1-1	0.1100	0.5400	0.0300
B1	0.1500	0.3310	0.7240
B1-1	0.1500	0.8310	0.2240
B2	0.1900	0.4850	0.4850
B2-1	0.1900	0.9850	0.9850
B3	0.1500	0.2880	0.3650
B3-1	0.1500	0.7880	0.8650
B4	0.1900	0.6950	0.5140
B4-1	0.1900	0.1950	0.0140
B5	0.4100	0.5950	0.5000
B5-1	0.4100	0.0950	0.0000
B6	-0.4300	0.2100	0.0100
B6-1	-0.4300	0.7100	0.5100
O1	0.1300	0.2970	0.9190
O1-1	0.1300	0.7970	0.4190
O2	0.1300	0.4430	0.6780
O2-1	0.1300	0.9430	0.1780
O3	0.1500	0.2520	0.5690
O3-1	0.1500	0.7520	0.0690
O4	0.1500	0.4000	0.3220
O4-1	0.1500	0.9000	0.8220
O5	0.3300	0.4930	0.5060
O5-1	0.3300	0.9930	0.0060
O6	0.1300	0.5940	0.4240
O6-1	0.1300	0.0940	0.9240
O7	0.1500	0.2010	0.2330
O7-1	0.1500	0.7010	0.7330
O8	0.3300	0.6990	0.5050
O8-1	0.3300	0.1990	0.0050
(OH)9*	0.5300	0.5920	0.5070
(OH)9-1*	0.5300	0.0920	0.0070
(OH)10**	-0.5500	0.2100	0.0000
(OH)10-1**	-0.5500	0.7100	0.5000
(OH)11**	-0.3300	0.3000	0.0200
(OH)11-1**	-0.3300	0.8000	0.5200
(OH)12**	-0.3500	0.1100	0.0100
(OH)12-1**	-0.3500	0.6100	0.5100

Примечание. Здесь и далее в таблицах: * *— OH-группа апикального B-треугольника B-O-сетки;* ** *— OH-группы дополнительного B-треугольника.*

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 85

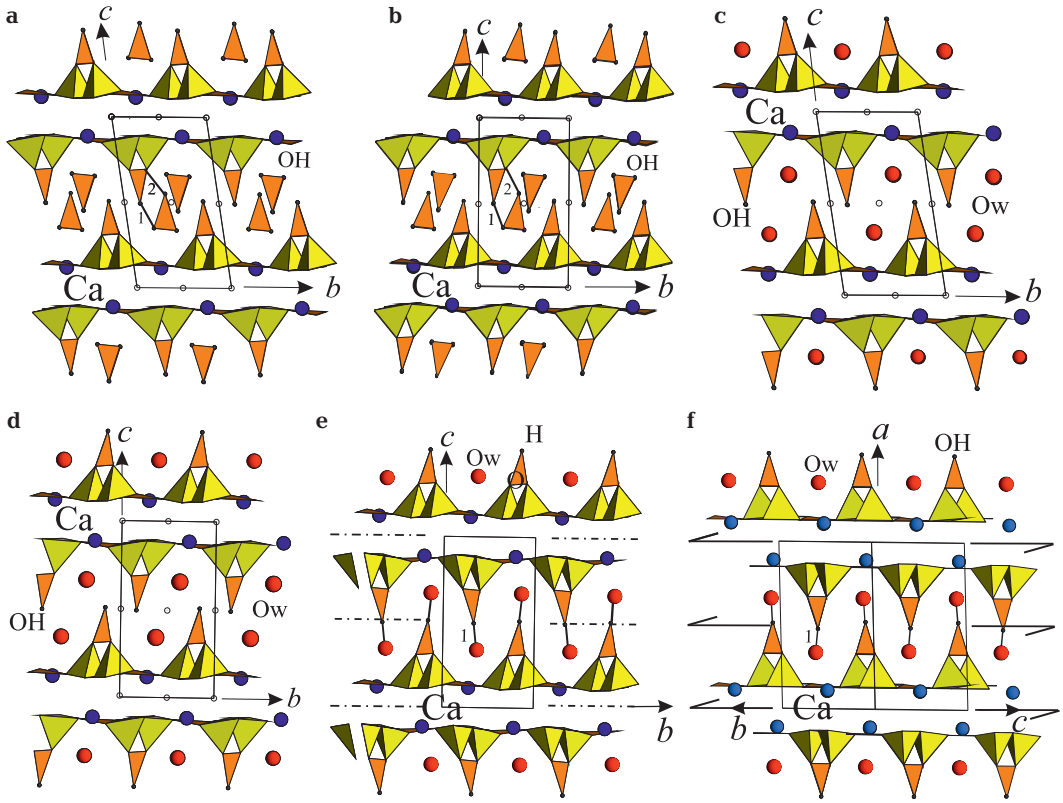


Рис. 4. Гипотетические модели структур пентаборатов соединения состава $Ca_2[B_5O_8(OH)]_2 \cdot 2[B(OH)_3]$ и $Ca_2[B_5O_8(OH)]_2 \cdot 2H_2O$: a — модель 1-1; b — модель 1-2; c — модель 2-1; d — модель 2-2; e — модель 2-3; f — модель 2-4. Жирными линиями и цифрами (1, 2) обозначены «короткие» межатомные расстояния.

Структурная модель соединения $Ca_2[B_5O_8(OH)]_2 \cdot 2[B(OH)_3]$ с двумя дополнительными B-треугольниками в межпакетном пространстве и симметрией (*i*) представляется маловероятной, так как в этом случае расстояния между OH-вершинами изолированных $B(OH)_3$-треугольников и O(OH)-вершинами апикальных B-треугольников из соседнего трехслойного пакета (на рисунке отмечены жирными линиями и цифрами 1 и 2) оказываются слишком короткими: 1.78Å и 1.93Å для модели 1-1 (рис. 4*a*) и 1.66Å и 1.77Å для модели 1-2 (рис. 4*b*). Для моноклинных моделей соединения того же состава с симметрией (*n*) и (2_1) (на рисунке они не представлены) аналогичные расстояния равны 1.26Å и 1.27Å (модель 1-3), 1.45Å и 1.52Å (модель 1-4). Те же варианты построения гипотетических структур выполнены для соединения состава $Ca_2[B_5O_8(OH)]_2 \cdot 2H_2O$. Для триклинных моделей с симметрией (*i*) с «косой» и «прямоугольной» ячейкой межатомные расстояния не выходили за пределы стандартных значений (рис. 4*c*, *d*), а для моноклинных моделей с симметрией (*n*) (рис. 4*e*) и (2_1) (рис. 4*f*) расстояния между атомом кислорода молекулы воды и OH-вершиной апикального B-треугольника оказались недопустимо малы: 1.78Å для первой модели и 1.41Å для второй. Таким образом, моноклинные модели с истинной симметрией 2_1 и *n* как базовые структуры маловероятны.

Теоретическое моделирование базовой структуры политипов витчита

Для энергетической оценки возможной базовой структуры витчитоподобных политипов был применен универсальный набор параметров межатомных потенциалов, оптимизированных для структурного моделирования боратов (Еремин, Урусов, 2013). В данной работе для разработки первичной модели потенциалов была выбрана максимально простая кристаллическая структура бората CaB_2O_4, содержащая только треугольники BO_3. На начальном этапе моделирования использовался следующий набор: помимо куло-

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 86

Таблица 6. **Координаты атомов модели (2-4) состава $Ca_2[B_5O_8(OH)]_2 \cdot 2H_2O$**

Атом	x/a	y/b	z/c
Ca1	0.1100	0.0359	0.5256
Ca1-1	0.1100	0.5359	0.0256
B1	0.1500	0.3310	0.7240
B1-1	0.1500	0.8310	0.2240
B2	0.1900	0.4850	0.4850
B2-1	0.1900	0.9850	0.9850
B3	0.1500	0.2880	0.3650
B3-1	0.1500	0.7880	0.8650
B4	0.1900	0.6950	0.5140
B4-1	0.1900	0.1950	0.0140
B5	0.4100	0.5950	0.5000
B5	0.4100	0.0950	0.0000
O1	0.1300	0.2970	0.9190
O1-1	0.1300	0.7970	0.4190
O2	0.1300	0.4430	0.6780
O2-1	0.1300	0.9430	0.1780
O3	0.1500	0.2520	0.5690
O3-1	0.1500	0.7520	0.0690
O4	0.1500	0.4000	0.3220
O4-1	0.1500	0.9000	0.8220
O5	0.3300	0.4930	0.5060
O5-1	0.3300	0.9930	0.0060
O6	0.1300	0.5940	0.4240
O6-1	0.1300	0.0940	0.9240
O7	0.1500	0.2010	0.2330
O7-1	0.1500	0.7010	0.7330
O8	0.3300	0.6990	0.5050
O8-1	0.3300	0.1990	0.0050
(OH)9*	0.5200	0.5920	0.5070
(OH)9-1*	0.5200	0.0920	0.0070
Ow	0.3500	0.0710	0.5320
Ow-1	0.3500	0.5710	0.0320

Таблица 7. **Параметры элементарных ячеек и структурная энергия ($E_{стр}$) гипотетических моделей $Ca_2[B_5O_8(OH)]_2 \cdot 2H_2O$**

Параметр	Модель 2-1	Модель 2-2	Модель 2-3_1	Модель 2-3_2
	(i)	*(i)*	*(n)*	*(n)*
a, Å	6.665	6.665	6.665	6.665
b, Å	6.617	6.617	6.617	6.617
c, Å	10.605	10.605	10.605	10.605
α, град.	103.68	90	90	103.68
β, град.	77.98	90	90	77.98
γ, град.	120.93	120.93	120.93	120.93
$E_{стр}$, эВ	-987.56	-955.86	-896.18	-938.33

новского взаимодействия всех ионов, учитывалось отталкивание катион-кислород и кислород-кислород, описываемые потенциалами Букингема. В результате серий тестовых расчетов обнаружилось, что, во-первых, взаимодействие B-O не поддается удовлетворительному описанию в рамках модели с формальными зарядами на атомах, а во-вторых, потенциал Букингема для этой пары атомов также неприменим, вследствие чего для описания B-O взаимодействия в упомянутой работе (Еремин, Урусов, 2013) был введен потенциал типа Морзе.

Для включения в расчет эффекта поляризации анионов была применена оболочечная модель для кислородов, а для дополнительной стабилизации валентных углов в координационных полиэдрах бора потребовалось введение дополнительных вкладов, описываемых трехчастичным гармоническим потенциалом. Оцененные путем тестовых процедур эффективные заряды на кислородах в CaB_2O_4 были перенесены без изменения в другое модельное соединение — SrB_4O_7 (Perloff, Block, 1966), используемое для оптимизации B-O взаимодействия в тетраэдре BO_4. При этом для сохранения электронейтральности элементарной ячейки заряд B в тетраэдрическом окружении оказался выше аналогичного заряда в треугольной координации, что соответствует кристаллохимическому правилу зависимости заряда иона от координационного числа.

В нашем случае в качестве тестируемых были использованы две модели соединения состава $Ca_2[B_5O_8(OH)]_2 \bullet 2H_2O$ и симметрии (*i*) в «косом» (модель 2-1) и «прямоугольном» (модель 2-2) вариантах, как наиболее вероятные базовые модели по предыдущим результатам. Для сравнения в рамках тех же элементарных ячеек с прямыми (модель 2-3_1) и косыми (модель 2-3_2) углами были протестированы две структуры аналогичного состава с симметрией (*n*). Структурная энергия ($E_{стр}$) всех четырех геометрических моделей оценивалась в режиме с фиксированными координатами атомов, приведенными в таблице 5. Наиболее энергетически выгодной, как видно из таблицы 7, оказалась модель 2-1 структуры с симметрией (*i*) и триклинной ячейкой (рис. 4*c*). Остальные варианты оказались энергетически более затратными, что делает маловероятной их реализацию. Результаты сопоставления структурных энергий опробуемых кристаллических структур подтверждают данные, полученные при геометрическом построении возможных базовых моделей витчитоподобных структур.

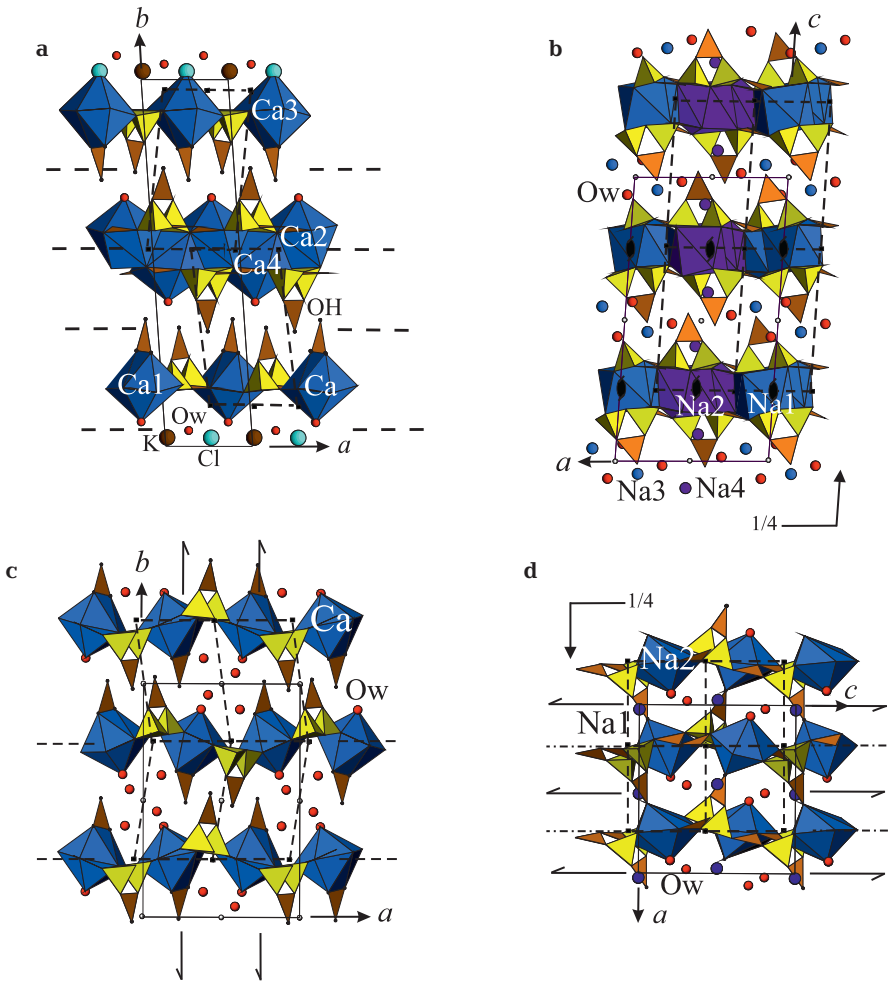
NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 87

Особенности строения родственных витчиту пентаборатов – волковскита, бирингучита, гоуерита и назинита

Симметрия выделенного блока состава $\{M[B_5O_8(OH)]\}_2 \cdot \{[B(OH)_3],H_2O\}_2$, ($M$ = Ca, Sr, Ba) определяет тип связи между борокислородными слоями из соседних трехслойных пакетов витчитоподобных структур и степень смещения пакетов друг относительно друга. Что касается состава, теоретически, согласно данной общей формуле витчитоподобных соединений, на два M-катиона трехслойного пакета может приходиться или два изолированых $B(OH)_3$-треугольника, или две молекулы H_2O, или по одной молекуле того и другого состава. Иное содержание как трехслойного пакета, так и межпакетного пространства приводит к искажению или изменению витчитоподобной структуры, что наблюдается в природных пентаборатах волковските $KCa_4[B_{22}O_{32}(OH)_{10}Cl] \cdot 4H_2O$ (Расцветаева и др., 1992), бирингучите $Na_4[B_5O_8(OH)]_2 \cdot 2H_2O$ (Corazza *et al.*, 1974), гоуерите $Ca[B_5O_8(OH)] \cdot [B(OH)_3] \cdot 3H_2O$ (Konnert *et al.*, 1972) и назините $Na_2[B_5O_8(OH)] \cdot 2H_2O$ (Corazza *et al.*, 1975).

В структуре волковскита (рис. 5*a*) один из двух трехслойных пакетов топологически полностью соответствует описанным выше. Второй пакет отличается от первого внедрением между верхней и нижней половиной трехслойного пакета атомов K, Cl и молекул H_2O. В результате кристаллохимическая формула минерала может быть записана в виде $|\{Ca[B_5O_8(OH)]\}_2 \cdot \{[B(OH)_3] \cdot H_2O\}|_2 \cdot \{KCl \cdot 2H_2$

Рис. 5. «Боковые» проекции структур: a — волковскит; b — бирингучит; c — гоуерит; d — назинит. Пунктиром выделены блоки, обозначены элементы псевдосимметрии (a) и истинной симметрии (b-d).



NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 88

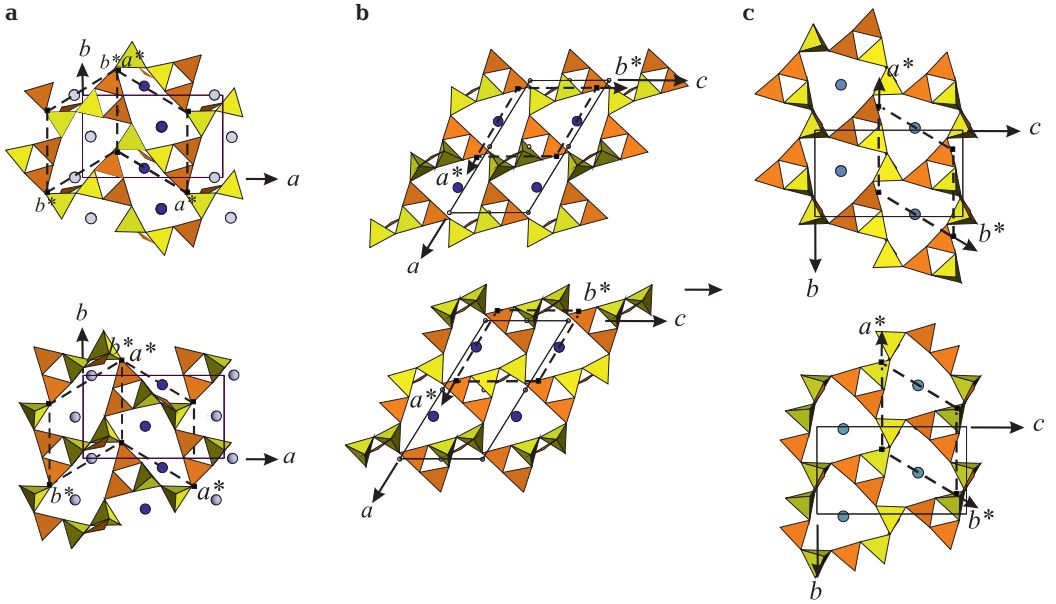


Рис. 6. Чередование борокислородных слоев на двух уровнях в структурах: a — бирингучит; b — гоуерит; c — назинит. Пунктиром выделены блоки.

O, что соответствует чередованию вдоль оси *b* в структуре минерала двух блоков и одной {KCl•2H_2O}-прослойки. Симметрийная связь борокислородных слоев в структуре волковскита (рис. 2*d*; рис. 3*b*) аналогична таковой в структуре синтетического $Ca_2[B_5O_8(OH)]_2$• $[B(OH)_3]$•H_2O: слои одного пакета связаны действием плоскости скользящего отражения с компонентой сдвига ~1/2$\mathbf{T}_d$, а слои соседних пакетов с не кристаллографической ~1/3$\mathbf{T}_d$. При этом позиции молекул H_2O и изолированных B-треугольников подчиняются действию только первой плоскости. Узлы выделенных блоков расположены в особых точках: на плоскостях скользящего отражения, связывающих кальций-борокислородные слои трехслойного пакета, а также равноудаленных от пар атомов Ca3 — K и Ca1 — Ow (атом кислорода молекулы H_2O). Метрические характеристики одного из выбранных блоков и матрица перехода к нему приведены в таблице 1.

В структурах рассмотренных Ca(Sr,Ba)-пентаборатов равное соотношение катионов и пентагрупп в трехслойных пакетах (M^{2+}:$[(B_5O_8(OH)]^{2-}$ = 1:1) обеспечивает их нейтральность. То же соотношение катионов и анионов сохраняется и в структуре бирингучита $Na_4[B_5O_8(OH)]_2$•2H_2O = {$Na[B_5O_8$ $(OH)]$}$_2$• {Na•H_2O}$_2$, основу которой (рис. 5*b*) составляют трехслойные пакеты, образованные из двух борокислородных слоев, между которыми расположены катионы Na1 и Na2. В данном случае трехслойные пакеты имеют отрицательный заряд, который компенсируется вхождением дополнительных катионов Na^+ (Na3 и Na4) в межпакетное пространство вместе с молекулами H_2O. В результате полиэдры вокруг катионов Na3 и Na4 объединяются через общие O-вершины и ребра с Na1- и Na2-полиэдрами трехслойного пакета в трехмерный каркас. Это приводит к сильному искажению натрий-борокислородной сетки в структуре бирингучита (рис. 6*a*). В отличие от структур пентаборатов двухвалентных катионов, в слое бирингучита пентагруппы $[B^{t}_2B^{\Delta}_3O_8(OH)]^{2-}$ связаны не горизонтальными трансляциями, как в описанных выше структурах, а отражением в псевдоплоскостях (*a*), расположенных на уровнях *y* ~ 0 и ~ 1/2 и чередующихся с плоскостями (*c*) истинной симметрии минерала. Несмотря на эти различия, в структуре бирингучита также можно выделить сходный по метрическим характеристикам и составу строительный блок — псевдогексагональную триклинную ячейку (табл. 1) состава {$Na[B_5O_8(OH)]$}$_2$• {Na•H_2O}$_2$. Внутри выделенного блока атомы связаны истинными центрами инверсии, а в соседних по оси *a* блоках сходное расположение атомов нарушают позиции атомов Na3, Na4 и молекул H_2O в межпакетном пространстве. В структуре чередуются 4 таких блока: соседние вдоль

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 89

оси *b* блоки связаны трансляцией, вдоль оси *a* — отражением в псевдоплоскостях (*a*).

Проведенный выше анализ межатомных расстояний в гипотетических структурах установил малую вероятность модели структуры состава $Ca_2[B_5O_8(OH)]_2$•2[$B(OH)_3$] с двумя дополнительными B-треугольниками в межпакетном пространстве. Такое соотношением катионов и изолированных B-треугольников вместе с утроенным количеством молекул H_2O по сравнению с синтетическим пентаборатом $Ca_2[B_5O_8(OH)]_2$•[$B(OH)_3$]•H_2O реализовано в структуре гоуерита $Ca[B_5O_8(OH)]$•[$B(OH)_3$]•3H_2O, основу которой составляют неполярные (с различной ориентацией апикальных B-треугольников), не связанные друг с другом кальций-борокислородные слои (рис. 5*c*). Механизм такого перехода от витчитоподобной структуры можно представить следующим образом: при увеличении содержания в межпакетном пространстве молекул H_2O и изолированных $B(OH)_3$-треугольников происходит разворот части пентагрупп с инверсией апикальных B-треугольников борокислородных сеток, что приводит к «разрушению» трехслойных пакетов и образованию структур с неполярными слоями. В данной структуре, следуя описанным выше принципам, также можно выделить блок с узлами в особых точках на плоскостях (*a*), отвечающий составу {$Ca[B_5O_8(OH)]$}•[$B(OH)_3$]•3H_2O}, где первая фигурная скобка соответствует содержанию кальций-борокислородного слоя, а вторая — межслоевому пространству. На элементарную ячейку гоуерита приходится 4 блока, связанных элементами симметрии пр. гр. $P2_1/a$. Подобные гоуеритовым слои присутствуют в структуре пентабората назинита $Na_2[B_5O_8(OH)]$•2H_2O (рис. 5*d*), в составе которого количество молекул H_2O удвоено по сравнению с бирингучитом $Na_4[B_5O_8(OH)]_2$• 2H_2O = 2×{$Na_2[B_5O_8(OH)]$•H_2O}. В структуре назинита, так же, как и бирингучита, отрицательный заряд натрий-борокислородных сеток компенсируется вхождением дополнительного Na вместе с двумя молекулами H_2O в межслоевое пространство. Так же, как и в бирингучите, Na-полиэдры слоя и межслоевого пространства образуют каркас. Возможный механизм структурного перехода бирингучит — назинит аналогичен описанному выше для гоуерита. В структуре назинита по особым точкам на клиноплоскостях (*n*) можно выделить блок состава {$Na[B_5O_8(OH)]$}•{Na•2H_2O}: в элементарной ячейке содержится 4 блока, связанных отражением в плоскостях (*n*) и (*a*) пр. гр. $Pna2_1$. В структурах гоуерита и назинита сохраняется сходная с витчитовыми гексагональная конфигурация борокислородных слоев с катионами в треугольных гнездах: Ca в структуре гоуерита (рис. 6*b*) и Na — назинита (рис. 6*c*). Метрические характеристики выделенных по особым точкам блоков сопоставимы с аналогичными параметрами остальных витчитоподобных структур (табл. 1). В выделенных блоках структур гоуерита и назинита расположение атомов и их количество отличается от витчитоподобных структур. На сопоставимый с витчитовыми объем блоков в структурах гоуерита и назинита приходится вдвое меньше атомов в катион-борокислородной сетке и больше — в межслоевом пространстве. Это соответствует более рыхлому характеру структур, в которых катион-борокислородные сетки не объединяются в трехслойные пакеты, а равномерно чередуются с межслоевым пространством.

Основные выводы

Сравнительный кристаллохимический анализ минералов группы витчита и родственных ему природных и синтетических соединений позволил выделить в качестве фундаментальной строительной единицы модуль-блок {$M[B_5O_8(OH)]$}$_2$•{[$B(OH)_3$],H_2O}$_2$ (M = Ca, Sr, Ba) с определенными метрическими характеристиками и расположением атомов. Проведенное тестирование гипотетических структур, построенных на основе данного блока показало, что теоретически наиболее вероятной базовой моделью политипов витчитоподобных пентаборатов с полярными борокислородными слоями является структура соединения состава {$M[B_5O_8(OH)]$}$_2$•{H_2O}$_2$ с триклинной «косой» элементарной ячейкой и симметрией (*i*). Данная модель, реализованная в структурах двух Ba-пентаборатов как MDO-политип, является фундаментальным строительным блоком для синтетического Ca-пентабората $Ca[B_5O_8(OH)]$•H_2O, в структуре которого соседние по горизонтальным осям блоки связаны трансляциями, а вдоль вертикальной оси — действием истинных элементов симметрии. Косая трансляция вдоль направления $\mathbf{T}_v$, перпендикулярного к плоскости борокислородных слоев, обеспечивающая определенный сдвиг друг относительно друга трехслойных пакетов, по-видимому, является необходимым условием образования стабильной структуры, так как в данном случае создается объем межпакетного пространства, достаточный для размещения двух молекул воды. В силу этого реализация моноклин-

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 90

ных MDO-политипов аналогичного состава и строения, симметрия которых подчиняется пр. гр. $P11n$ и $P12_11$, маловероятна: среди известных витчитоподобных природных и синтетических соединений нет примеров структур, построенных из такого типа блоков. Наиболее распространенными являются структуры, образованные из блоков $\{M[B_5O_8(OH)]\}_2\bullet\{[B(OH)_3],H_2O\}_2$ с близкими первому метрическими характеристиками, но со смешанным заполнением межпакетного пространства и симметрией «g» и «2_1» с не кристаллографическими векторами скольжения. Реализованный в структуре исследованного нами Ca-пентабората $Ca_2[B_5O_8(OH)]_2\bullet[B(OH)_3]\bullet H_2O$ блок с симметрией «g» является базовой моделью для структур волковскита и p-витчита, а блок аналогичного состава с симметрией «2_1» — структур витчита и триклинного витчита-1A.

Вариации состава выделенного блока приводят к преобразованию витчитовой структуры и формированию новых структурных типов. Структуры волковскита и бирингучита, в которых сохраняется полярность борокислородных слоев и трехслойный «пакетный» характер структуры витчита, можно рассматривать как переходные формы к структурам гоуерита и назинита с неполярными борокислородными слоями. При этом во всех производных от витчита структурах сохраняется сопоставимый по составу и параметрам с витчитовым фундаментальный строительный блок, что предполагает генетическую связь минералов указанных групп.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ проект № 12-05-809а. Компьютерные расчеты выполнены на суперкомпьютере СКИФ МГУ «ЧЕБЫШЁВ».

Литература

Белоконева Е.Л., Корчемкина Т.А., Димитрова О.В. Структурно-генетическое единство пентаборатов как членов OD-семейства с различной степенью конденсации фундаментальных строительных блоков // Журн. неорган. химии. **2000**. Т. 45. № 11. С. 1838—1851.

Белоконева Е.Л., Стефанович С.Ю., Ерилов М.А. и др. Новая модификация $Ba[B_5O_8(OH)]\bullet H_2O$, уточненная структура $Ba_2[B_5O_9]\bullet Cl\bullet 0.5H_2O$ и роль структурных единиц пентаборатов в формировании квадратичной оптической нелинейности // Кристаллография. **2008**. Т. 53. № 2. С. 88—96.

Еремин Н.Н., Урусов В.С. Компьютерное моделирование боратов на основе универсальной модели межатомных потенциалов B-O // Доклады РАН. **2013**. Т. 451. № 5. С. 511—515.

Расцветаева Р.К., Аксенов С.М. Кристаллохимия силикатов с трехслойными TOT- и HOH-модулями слоистого, ленточного и смешанного типа // Кристаллография. **2011**. Т. 56. № 6. С. 975—1000.

Расцветаева Р.К., Андрианов В.И., Генкина Е.А., Соколова Т.Н., Кашаев А.А. Кристаллическая структура волковскита $KCa_4B_{22}O_{32}(OH)_{10}Cl\bullet 4H_2O$ из Непского месторождения (Восточная Сибирь) // Кристаллография. **1992**. Т. 37. № 2. С. 326—332.

Расцветаева Р.К., Хомяков А.П., Соколова Т.Н. Кристаллическая структура высококальциевого p-витчита и ее место в ряду слоистых боратов с радикалом $[B_5O_8(OH)]^{2-}$ // Кристаллография. **1993**. Т. 38. № 2. С. 86—93.

Руманова И.М., Гандымов О. Кристаллическая структура природного стронциевого бората p-витчита $Sr_2[B_5O_8(OH)]_2\bullet B(OH)_3H_2O$ // Кристаллография. **1971**. Т. 16. № 1. С. 99—106.

Руманова И.М., Гандымов О., Белов Н.В. О кристаллической структуре витчита и ее связи со структурой p-витчита // Кристаллография. **1971**. Т. 16. № 2. С. 286—291.

Ямнова Н.А., Аксенов С.М., Еремин Н.Н. Кристаллическая структура $Ca_2[B_5O_8(OH)]_2\bullet B(OH)_3H_2O$ и ее место в политипной серии пентаборатов группы витчита // Всероссийская молодежная научная конференция «Минералы: строение, свойства, методы исследования». **2012**. Екатеринбург. Тезисы докладов. С. 285—287.

Ямнова Н.А., Егоров-Тисменко Ю.К., Гобечия Е.Р. и др. Новые данные о полиморфных модификациях безводного двухкальциевого ортосиликата // Новые данные о минералах. **2008**. Вып. 43. С. 54—71.

Ямнова Н.А., Егоров-Тисменко Ю.К., Зубкова Н.В. и др. Кристаллическая структура нового синтетического Ca-пентабората $Ca[B_5O_8(OH)]\bullet H_2O$ и ее место в семействе пентаборатов со сходными борокислородными радикалами // Кристаллография. **2003**. Т. 48. № 4. С. 608—613.

Ямнова Н.А., Зубкова Н.В., Димитрова О.В. и др. Кристаллическая структура нового синтетического Ca-пентабората $Ca_2[B_5O_8(OH)]_2\bullet B(OH)_3H_2O$ и модулярная кристаллохимия пентаборатов с полярными борокислородными слоями // Кристаллография. **2009**. Т. 54. № 5. С. 846—859.

Clark J.R., Christ C.L. Veatchite: Crystal structure and correlations with p-veatchite //

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 91

Amer. Mineral. **1971**. V. 56. N 11–12. P. 1934–1954.

Corazza E., Menchetti S., Sabelli C. The crystal structure of biringuccite, $Na_4[B_{10}O_{16}(OH)_2]\cdot 2H_2O$ // Amer. Mineral. **1974.** V. 59. N 9–10. P. 1005–1015.

Corazza E., Menchetti S., Sabelli C. The crystal structure of nasinite, $Na_2[B_5O_8(OH)]\cdot 2H_2O$ // Acta Cryst. **1975**. V. 31. N 10. P. 2405–2410.

Ferraris G., Makovicky E., Merlino S. Crystallography of modular materials. Oxford: Oxford University Press. **2004**. 370 pp.

Grice J.D., Pring A. Veatchite: Structural relationships of the three polytypes // Amer. Mineral. **2012**. V. 97. N 4. P. 489–495.

Konnert J.A., Clark R.J., Christ C.L. Gowerite, $CaB_5O_8(OH)\cdot B(OH)_3\cdot 3H_2O$: crystal structure and comparison with related borates // Amer. Mineral. **1972**. V. 57. N 3–4. P. 381–396.

Kumbasar I. Veatchite-A, a new modification of veatchite // Amer. Mineral. **1979**. V. 64. N 3–4. P. 362–366.

Perloff A., Block S. The crystal structure of the strontium and lead tetraborates, $SrO\cdot 2B_2O_3$ and $PbO\cdot 2B_2O_3$ // Acta Cryst. **1966**. V. 20. N 2. P. 274–279.

Pushcharovsky D.Yu., Merlino S., Ferro O. et al. The crystal structures of two new Ba borates: pentaborate hydrate $Ba[B_5O_8(OH)]\cdot H_2O$, and decaborate, $LiBa_2[B_{10}O_{16}(OH)_3]$ // J. Alloys Comp. **2000**. V. 306. N 1. P. 163–169.

Yamnova N.A., Zubkova N.V., Gurbanova O.A. New data of veatchite-group minerals // VI Int. Symp.: Mineral Diversity. Research and Preservation. Work*ing* papers. Earth and man foundation. Sofia. **2011**. P. 201–208.

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 92

УДК 549.07: 549.351.12.: 549.282.283

Pt–Pd–Sn МЕТАЛЛИДЫ В ОБЛАСТИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ Pt–Pd СУЛЬФИДОВ В СИСТЕМЕ Cu–Fe–S

Т.А. Кравченко
Институт геологии и минералогии, СО РАН, Новосибирск, tanyuk@igm.nsc.ru

Для понимания условий образования уникальной оловоносной Cu-Fe формации Норильских Cu-Ni месторождений изучены продукты кристаллизации расплавов системы Cu-Fe-S с примесями платины, палладия и олова (1 мас.%). В фазовых ассоциациях с халькопиритом, изокубанитом и моихукитом, соответствующих области устойчивости Pt-Pd сульфидов — аналогов природных минералов маланита $(Pt,Cu,Fe)S_4$, куперита PtS, высоцкита PdS и брэггита (Pt,Pd)S, синтезированы Pt-Pd-Sn металлиды — аналоги рустенбургита Pt_3Sn, атокита Pd_3Fe и палладиевого рустенбургита $(Pt,Pd)_3Sn$. Полученные результаты свидетельствуют о том, что присутствие олова совместно с платиной и палладием в расплавах центральной части системы Cu-Fe-S, соответствующих составам магматических Cu-Fe сульфидных руд Норильских Cu-Ni месторождений, определяет преимущественную кристаллизацию Pt-Pd-Sn металлидов.
В статье 2 таблицы, 1 рисунок, список литературы из 8 названий.
Ключевые слова: Pt-Pd сульфиды, система Cu-Fe-S, кристаллизация расплава.

Основная масса минералов платины и палладия с оловом впервые обнаружена в Cu-Fe сульфидных рудах Норильских медно-никелевых месторождений (Генкин и др., 1968) и позднее выделена как уникальная оловоносная Cu-Fe формация (Некрасов, 1984). В соответствии с первыми сообщениями и последующими экспериментальными исследованиями при температурах, соответствующих постмагматической кристаллизации, большинство исследователей до настоящего времени связывают образование Pt-Pd-Sn минералов с платиноносными флюидами после формирования рудообразующих Cu-Fe сульфидов. Экспериментальные исследования особенностей кристаллизации расплавов центральной части системы Cu-Fe-S, соответствующих составам норильских магматических Cu-Fe сульфидных руд: 50 ат.% S, Cu/Fe = 1.22—0.25 и 45 ат.% S, Cu/Fe = 1.44—0.69 с примесями платины и палладия, а также платины и палладия с оловом (Кравченко, 2009), позволили сделать выводы о возможности магматической кристаллизации Pt-Pd минералов до рудообразующих сульфидов и преимущественной кристаллизации Pt-Pd-Sn металлидов в области устойчивости Pt-Pd-Fe сплавов. В настоящей работе показана преимущественная кристаллизация Pt-Pd-Sn металлидов также и в области устойчивости Pt-Pd сульфидов.

Методика

В качестве исходных материалов были использованы: железо карбонильное А-2, медь В3, сера ОСЧ, дополнительно обезвоженная плавлением в вакууме, металлические платина, палладий и олово. Платину, палладий и олово: (Pt,Pd)/Sn = 3/1, $\sum$ 1 мас.%, добавляли к синтезированным предварительно фазовым ассоциациям системы Cu-Fe-S, соответствующим области кристаллизации Pt-Pd сульфидов, а также к изученным раньше образцам, содержащим Pt-Pd сульфиды (Pt + Pd = 1 мас.%, Кравченко, 2013). В таблицах в этих образцах соотношение Cu/Fe (0.25, 0.43, 0.54, 0.69, 1.20, 1.44) показано без индекса при цифрах. Таким образом, суммарное содержание примесей в образцах, синтезированных в данной работе, равнялось 1 мас.%, либо было > 1 мас.% — за счет содержания Pt-Pd сульфидов в исходных образцах. Синтез проводили в вакуумированных кварцевых ампулах методом охлаждения расплава от 1200°C до комнатной температуры. Как и при синтезе Pt-Pd-Sn металлидов в области кристаллизации Pt-Pd-Fe-Cu сплавов в системе Cu-Fe-S (Кравченко, 2009), в процессе охлаждения все образцы были выдержаны в течение двух недель при 600°C и (после исследования и повторного плавления) — в течение трех месяцев при 400°C. Кроме этого, в связи с особенностями кристаллизации исследуемых Cu-Fe-S фаз (Кравченко, 2011), некоторые образцы были также выдержаны в процессе охлаждения при 850°C в течение 1—10 суток и (или) охлаждены с разной скоростью в интервале 1200—850°C. Охлаждение от 600 и 400°C до комнатной температуры проводили в холодной воде. После синтеза продукты кристаллизации были изучены методами оптической микроскопии и рентгенографии. Полированные аншлифы готовились из половины каждого образца (сечение по центру сверху вниз). Химический состав фаз и рас-

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 93

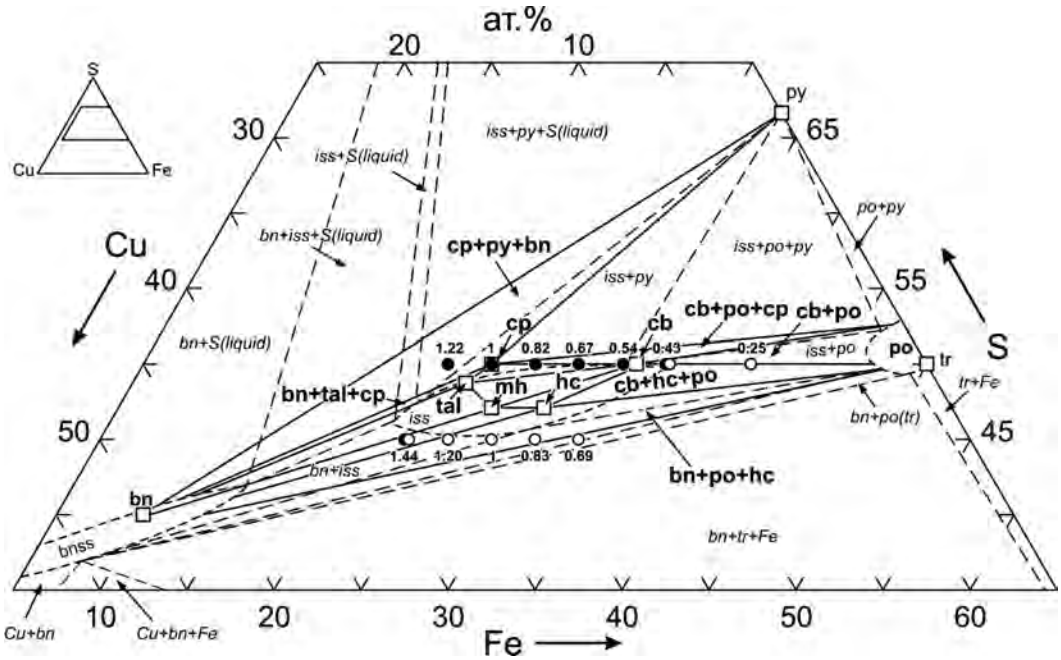


Рис. 1. Схема соотношений синтезированных фаз (сплошные линии, Кравченко, 2011, 2012) на схеме центральной части системы Cu-Fe-S при 600°C (штриховые линии, Cabri, 1973). □ — Стехиометрические составы: халькопирита $CuFeS_2$ (cp), борнита Cu_5FeS_4 (bn), пирита FeS_2 (py), троилита FeS (tr), талнахита $Cu_9Fe_8S_{16}$ (tal), изокубанита $CuFe_2S_3$ (cb), моихукита $Cu_9Fe_9S_{16}$ (mh) и хейкокита $Cu_4Fe_5S_8$ (hc). iss, bnss и po — области халькопиритового, борнитового и пирротинового твердых растворов. Исходные составы синтезированных образцов: 50 ат.% S, Cu/Fe = 1.22—0.25; 45 ат.% S, Cu/Fe = 1.44—0.69. • — Pt-Pd сульфиды; ∘ — Pt-Pd-Fe-сплавы.

пределение примесей по всему объему образцов определяли микрозондовым анализом на микроанализаторе «Camebax-Micro» по универсальной программе PMA 96 (Лаврентьев, Усова, 1991). Анализ проводился по рентгеновским линиям: FeK_α, CuK_α, SK_α, PtM_α, PdL_α, SnL_α. В данном наборе наложения рентгеновских линий отсутствуют. Стандартами служили FeS, SnS, $CuFeS_2$, Pt и Pd. Ускоряющее напряжение 20 кВ, ток поглощенных электронов 40 нА, угол отбора 40°, время счета 10 сек на каждой аналитической линии, диаметр зонда 2—3 мкм. Погрешность определения всех компонентов находится в пределах 2 отн.%. Предел обнаружения элементов C_{min}, рассчитан по 2δ-критерию при уровне значимости 99%. C_{min}, мас.%: Cu — 0.05; Fe — 0.03; S — 0.02; Pt — 0.06; Pd — 0.05; Sn — 0.05. Для обозначения синтезированных фаз использованы обобщенные химические формулы, учитывающие те элементы, содержание которых не меньше 5 ат.%, и общепринятые названия минеральных аналогов с соответствующей структурой. Исключением являются синтезированные фазы хейкокитового состава $Cu_4Fe_5S_8$, которые характеризуются кубической *pc* структурой, в отличие от природного ромбического хейкокита. При изложении результатов исходные составы синтезированных образцов системы Cu-Fe-S и составы синтезированных Cu-Fe сульфидов выражены отношением Cu/Fe, ат.%. Это связано с тем, что все сульфиды центральной части системы Cu-Fe-S характеризуются переменным содержанием меди и железа (Кравченко и др., 2012).

Результаты и их обсуждение

Обобщенные результаты синтеза Pt-Pd и Pt-Pd-Sn фаз в фазовых ассоциациях центральной части системы Cu-Fe-S представлены на рисунке и в таблицах. Синтезированные раньше Pt-Pd и Pt-Pd-Sn фазы при раздельном (Pt или Pd) и совместном (Pt+Pd) нахождении платины и палладия в Cu-Fe-S расплаве показаны в таблицах обычным шрифтом, а отношение Cu/Fe исходных составов синтезированных в данной работе образцов и содержащиеся в них Pt-Pd фазы — жирным шрифтом. Образцы, в которых соотношение Cu/Fe указано с индексом 1 (например, 0.43_1, 0.54_1 и т.д.) охлаждены в интервале температур 1200—850°C с большей

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 94

Таблица 1. **Фазовый состав синтезированных продуктов кристаллизации Cu-Fe-S расплавов с примесями платины, палладия и олова**

Исходный состав, ат.%, Cu/Fe				Синтезированные фазы		
S	Cu	Fe	Cu/Fe	Cu-Fe-S, Cu/Fe*	Pt, Pd **Pt(Pd)+Sn**	Pt + Pd **Pt+Pd+Sn**
50	27.5 – 25	22.5 – 25	**1.22** – 1	cp + bn + py	$Cu(Pt,Fe)_2S_4$, PdS **Pt_3Sn**	$Cu(Pt,Fe)_2S_4$, (Pt,Pd)S **$(Pt,Pd)_3Sn$+PdS**
	25 – 17.5	25 – 32.5	1 – **0.54**	cp + cb, 0.61 – 0.52*	PtS, PdS **Pt_3Sn**	(Pt,Pd)S **$(Pt,Pd)_3Sn$+PdS**
	15	35	**0.43_1**	cb + cp 0.52 – 0.48*		
	15	35	**0.43_2**	mh(hc) + bn		
	15	35	**0.43_2**	cb + po, 0.49 – 0.43*	PtS или Pt_3Fe, $(Pd,Cu)_{16}S_7$ **Pt_3Sn, Pd_3Sn**	$(Pt,Pd)_3Fe$, $(Pd,Cu)_{16}S_7$ **$(Pt,Pd)_3Sn$+PdS**
				mh(hc) + bn		
45	32.5 – 30	22.5 – 25	**1.44**-1.20	mh(hc) + bn		
50	10	40	0.25-0,43	cb + po 0.43	Pt_3Fe, Pd_3Fe	$(Pt,Pd)_3Fe$
					Pt_3Sn, Pd_3Sn	$(Pt,Pd)_3Sn$
45	30 – 25	25 – 30	1.20 – 0.69	hc + bn hc + bn + po bn + po	Pt_3Fe, PtFe Pd(Cu,Fe)	$(Pt,Pd)_3Fe$, Pd(Cu,Fe), (Pt,Pd)(Cu,Fe)
					Pt_3Sn, PtSn, Pt(Sn,Fe)	$(Pt,Pd)_3(Sn,Fe)$ $(Pt,Pd,Cu)_3(Sn,Fe)$

*Примечание: * – Cu/Fe изокубанита, cp – халькопирит $CuFeS_2$ (Cu/Fe = 0.99–0.67), bn – борнит Cu_5FeS_4, py – пирит FeS_2, cb – изокубанит $CuFe_2S_3$ (Cu/Fe = 0.61–0.43), mh – моихукит $Cu_9Fe_9S_{16}$ (Cu/Fe = 1.04–93), hc – кубический (pc) хейкокит $Cu_4Fe_5S_8$ (Cu/Fe = 0.92–0.68), po – пирротин $Fe_{1-x}S$.*

скоростью, чем образцы, в которых это соотношение показано с индексом 2 (0.43_2, 0.54_2 и т.д.) Синтезированные сульфиды системы Cu-Fe-S не содержат примесей Pt, Pd и Sn. Их составы и фазовые соотношения соответствуют экспериментальным данным (Кравченко, 2011; Кравченко и др., 2012; рис. 1). На рисунке показаны стехиометрические составы халькопирита $CuFeS_2$, изокубанита $CuFe_2S_3$, моихукита $Cu_9Fe_9S_{16}$ и хейкокита $Cu_4Fe_5S_8$. Пределы изменения Cu/Fe для этих фаз указаны в примечании к таблице 1. Черными кружками на рисунке обозначены исходные составы образцов с Pt-Pd сульфидами, а белыми – с Pt-Pd-Fe сплавами (Кравченко, 2013). Как видно на рисунке и в таблице 1, области кристаллизации Pt-Pd сульфидов: 50 ат.% S, Cu/Fe = 1.22 – 0.43, и 45 ат.% S, Cu/Fe = 1.44, и Pt-Pd-Fe сплавов: 50 ат.% S, Cu/Fe = 0.43 – 0.25 и 45 ат.% S, Cu/Fe = 1.20 – 0.69, разделяет линия равновесия борнит Cu_5FeS_4 (bn) – моихукит $Cu_9Fe_9S_{16}$ (mh) – изокубанит $CuFe_2S_3$ (cb). При этом область фазовых ассоциаций с изокубанитом и пирротином $Fe_{1-x}S$: cb + po, 50 ат.% S, Cu/Fe = 0.49 – 0.43, и моихукитом (или хейкокитом) и борнитом Cu_5FeS_4: mh(hc) + bn, 45 ат.% S, Cu/Fe = 1.44 – 1.20, является промежуточной между областями кристаллизации Pt-Pd сульфидов и Pt-Pd-Fe сплавов. В промежуточной области совместно с сульфидом палладия $(Pd,Cu)_{16}S_7$ были синтезированы PtS или Pt_3Fe, а при совместном нахождении платины и палладия в расплаве – $(Pt,Pd)_3Fe$. Как видно в таблице 1, металлиды: Pt_3Sn, Pd_3Sn и $(Pt,Pd)_3Sn$ синтезированы как в области кристаллизации Pt-Pd сульфидов, так и в указанной выше промежуточной области. В образцах с совместным содержанием платины и палладия совместно с $(Pt,Pd)_3Sn$ синтезирован сульфид палладия PdS. Составы Pt_3Sn и Pd_3Sn близки составам соответствующих фаз, синтезированных раньше в области кристаллизации Pt-Pd-Fe-Cu сплавов, а составы $(Pt,Pd)_3Sn$ в ассоциации с PdS отличаются меньшим содержанием палладия. Как и в области кристаллизации Pt-Pd-Fe сплавов, составы всех синтезированных Pt-Pd-Sn металлидов не изменяются при выдержке образцов при 600 и 400°C в процессе охлаждения.

В таблице 2 представлены составы некоторых образцов с $(Pt,Pd)_3Sn$ в ассоциации с PdS и образцов с Pt-Pd сульфидами с сотношением Cu/Fe (0.54, 0.43, и 1.44), которые были использованы в качестве исходных для их синтеза. Как и в таблице 1, отношения Cu/Fe исходных составов синтезированных в данной работе образцов и находящиеся в них Pt-Pd фазы показаны в таблице 2 жирным шрифтом. Как видно в таблице 2, во всех оловосодержащих образцах синтезированы $(Pt,Pd)_3Sn$ с близкими соотношениями платины и палладия (Pt: 56.37 – 65.49 ат.%, Pd: 13.48 – 6.36 ат.%). Меньшим содержанием палладия (6.36 ат.%) отличается состав

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 95

Таблица 2. **Химический состав синтезированных продуктов кристаллизации Cu-Fe-S расплавов с примесями платины, палладия и олова**

№ обр.	Cu/Fe, ат.%, Cu-Fe-S ассоциация, примеси, мас.%	Pt-Pd фазы	Состав Pt-Pd фаз, ат.%/мас.% Cu	Fe	Pt	Pd	S	Sn	∑, мас.%
1	0.54,	(Pt,Pd)S	1.93	3.06	44.11	6.50	44.40	0.00	
	cb + cp,		1.11	1.54	77.62	6.22	12.84	0.00	99.60
	Pt + Pd, ∑ = 1	PdS	0.42	0.68	0.06	49.62	49.21	0.00	
			0.38	0.54	0.18	75.84	22.66	0.00	99.33
2	**0.54_1**, cb + cp,	**$(Pt,Pd)_3Sn$**	3.25	0.56	65.49	6.36	0.24	24.10	
	(Pt,Pd)/Sn > 3/1, ∑ > 1		1.26	0.19	77.83	4.12	0.04	17.43	100.87
		PdS	1.96	0.34	0.00	48.42	49.28	0.00	
			1.80	0.28	0.00	74.88	22.96	0.00	99.92
3	**0.54_2**, cb + cp,	**$(Pt,Pd)_3Sn$**	3.06	2.13	56.37	13.48	1.45	23.51	
	Pt,Pd/Sn > 3/1, ∑ > 1		1.25	0.76	70.53	9.20	0.30	17.90	99.93
		PdS	2.33	0.05	0.00	49.98	47.64	0.00	
			2.11	0.04	0.00	75.85	21.79	0.00	99.79
4	0.43,	(Pt,Pd)S	1.22	1.92	45.88	5.33	45.65	0.00	
	cb + po,		0.70	0.96	79.94	5.07	13.08	0.00	99.75
	Pt + Pd, ∑ = 1	PdS	0.29	0.52	0.04	50.32	48.83	0.00	
			0.26	0.42	0.11	76.56	22.38	0.00	99.73
5	**0.43_1**, cb + po,	**$(Pt,Pd)_3Sn$**	3.71	1.55	62.12	10.23	0.03	22.36	
	Pt,Pd/Sn > 3/1, ∑ > 1		1.46	0.53	74.60	6.71	0.01	16.34	99.65
		PdS	3.57	0.50	0.00	47.28	48.65	0.00	
			3.36	0.41	0.00	73.99	22.92	0.00	100.68
6	**0.43_2**, mh + bn,	**$(Pt,Pd)_3Sn$**	3.82	1.64	62.68	9.35	0.17	22.34	
	(Pt,Pd)/Sn > 3/1, ∑ > 1		1.50	0.56	75.20	6.13	0.04	16.30	99.73
		PdS	2.42	0.12	0.00	49.58	47.88	0.00	
			2.21	0.14	0.00	76.08	22.14	0.00	100.52
7	1.44,	PtS	8.30	0.98	45.45	2.84	42.43	0.00	
	mh + bn,		4.71	0.49	79.18	2.70	12.15	0.00	99.23
	Pt + Pd, ∑ = 1	$(Pd,Cu)_{16}S_7$	17.02	0.97	0.00	52.67	29.34	0.00	
			14.07	0.70	0.00	72.90	12.24	0.00	99.91
8	**1.44_1**, mh + bn	**$(Pt,Pd)_3Sn$**	4.43	3.16	57.52	12.46	0.81	21.62	
	(Pt,Pd)/Sn > 3/1, ∑ > 1		1.80	1.13	71.75	8.43	0.16	16.36	99.28
		PdS	2.14	0.27	0.00	48.26	49.33	0.00	
			1.99	0.22	0.00	75.14	23.13	0.00	100.48

Примечание: cb — изокубанит, $CuFe_2S_3$, cp — халькопирит $CuFeS_2$, po — пирротин $Fe_{1-x}S$, mh — моихукит $Cu_9Fe_9S_{16}$, hc — кубический (pc) хейкокит $Cu_4Fe_5S_8$, bn — борнит Cu_5FeS_4.

$(Pt,Pd)_3Sn$ образца № 2 (Cu/Fe 0.54_1), который был охлажден с большей скоростью в интервале 1200—850°C, чем образец № 3 (Cu/Fe 0.54_2) и другие оловосодержащие образцы. В образцах: № 3 (соотношение Cu/Fe 0.54_2), № 6 (соотношение Cu/Fe 0.43_2) и № 8 (Cu/Fe 1.44_1), охлажденных с одинаковой скоростью в интервале 1200—850°C, содержания палладия в $(Pt,Pd)_3Sn$ колеблются в пределах 9.35—13.48 ат.%. Из этого следует, что содержания платины и палладия в $(Pt,Pd)_3Sn$ не зависят от исходного Cu-Fe-S состава образцов. Как показано в таблице 2, в образцах с одинаковым исходным составом: 50 ат.% S, Cu/Fe = 0.43, (Cu/Fe = 0.52—0.48*; табл. 1), синтезированы ассоциации Cu-Fe сульфидов разного состава: в образце № 5 (Cu/Fe = 0.43_1) — изокубанит + халькопирит, а в образце № 6 (Cu/Fe = 0.43_2) — моихукит + борнит. Близкие составы $(Pt,Pd)_3Sn$ в этих образцах свидетельствуют о том, что составы синтезированных Pt-Pd-Sn фаз не изменяются при изменении состава ассоциаций Cu-Fe сульфидов в процессе охлаждения.

Согласно полученным результатам, при совместной кристаллизации платины, палладия и олова вся платина и часть палладия образуют $(Pt,Pd)_3Sn$, а оставшийся палладий кристаллизуется в сульфидной форме PdS. Содержания платины и палладия в $(Pt,Pd)_3Sn$ не зависят от исходного Cu-Fe-S состава образцов и не изменяются ни при изменении состава ассоциаций Cu-Fe сульфидов при температурах кристаллизации исследуемых Cu-Fe-S расплавов (1070—854°C; Кравченко, 2011), ни при выдержке при 600 и 400°C в процессе охлаждения. Это свидетельствует о кристаллизации синтезированных Pt-Pd-Sn фаз до кристаллизации Cu-Fe сульфидов.

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 96

Для всех синтезированных Pt-Pd-Sn металлидов, как и для всех Pt-Pd фаз, синтезированных из расплавов такого же состава, но без олова (табл. 1), характерны такие же морфологические особенности и фазовые взаимоотношения в продуктах кристаллизации Cu-Fe-S расплавов, как и для соответствующих природных минералов в Cu-Fe сульфидных рудах Норильских Cu-Ni месторождений.

Заключение

В фазовых ассоциациях с халькопиритом, изокубанитом и моихукитом, соответствующих области устойчивости Pt-Pd сульфидов — аналогов природных минералов: маланита $Cu(Pt,Fe)_2S_4$, куперита PtS, высоцкита PdS, брэггита (Pt,Pd)S и неназванного соединения $(Pd,Cu)_{16}S_7$, синтезированы Pt-Pd-Sn металлиды — аналоги рустенбургита Pt_3Sn, атокита Pd_3Sn и палладиевого рустенбургита $(Pt,Pd)_3Sn$. Полученные результаты и результаты синтеза в области кристаллизации Pt-Pd-Fe-Cu сплавов — аналогов изоферроплатины Pt_3Fe, палладиевого аналога изоферроплатины Pd_3Fe, тетраферроплатины PtFe и неназванного соединения Pd(Cu,Fe) — свидетельствуют о преимущественной кристаллизации Pt-Pd-Sn металлидов при кристаллизации расплавов центральной части системы Cu-Fe-S: 50 ат.% S, Cu/Fe = 1.22—0.25 и 45 ат.% S, Cu/Fe = 1.44—0.69 с примесями платины, палладия и олова. Сходство состава, морфологических особенностей и фазовых взаимоотношений Pt-Pd-Sn металлидов в продуктах кристаллизации Cu-Fe-S расплавов и соответствующих природных минералов в Cu-Fe сульфидных рудах Норильских Cu-Ni месторождений может свидетельствовать о близости условий их образования.

Литература

Генкин А.Д. Минералы платиновых металлов и их ассоциации в медно-никелевых рудах Норильского месторождения. М.: Наука. **1968**. 106 с.

Кравченко Т.А. Образование Pt-Pd-Sn металлидов в процессе кристаллизации Cu-Fe сульфидного расплава // Новые данные о минералах. **2009**. Вып. 44. С. 66—73.

Кравченко Т.А. Экспериментальное исследование продуктов кристаллизации халькопиритового твердого раствора // Новые данные о минералах. **2011**. Вып. 46. С. 86—92.

Кравченко Т.А. Сульфиды платины и палладия в продуктах кристаллизации расплавов системы Cu-Fe-S // Новые данные о минералах. **2013**. Вып. 48. С. 82—87.

Кравченко Т.А., Ненашева С.Н., Нигматулина Е.Н. Новые данные о составе фаз в центральной части системы Cu-Fe-S // Новые данные о минералах. **2012**. Вып. 47. С. 83—89.

Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В. Программный комплекс РМА-89 для количественного рентгеноспектрального микроанализа на микрозонде Камебакс Микро // Журн. аналит. химии. **1991**. Т. 46. Вып. 1. С. 67—75.

Некрасов И.Я. Олово в магматических и постмагматических процессах. М.: Наука. **1984**. 235 с.

Cabri L.J. New data on phase relations in the Cu-Fe-S System // Econ. Geol. **1973**. V. 68. P. 443—454.

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 97

Минералогические музеи и коллекции

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 98

УДК 549.01

ВЫСТАВКА «БОКСИТЫ» В МИНЕРАЛОГИЧЕСКОМ МУЗЕЕ ИМ. А.Е. ФЕРСМАНА РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

О.Л. Свешникова
Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана, РАН, Москва, olsveshnikova@mail.ru

А.Д. Слукин
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ), РАН, Москва

Е.Л. Соколова
Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана, РАН, Москва, sokolova.e_59@mail.ru

Впервые в практике музеев представлена генетическая коллекция бокситов. По условиям образования среди них различают два основных типа: остаточный и осадочный. Остаточные бокситы — это продукт выветривания алюмосиликатных горных пород, часть коры выветривания, сохранившаяся на месте своего образования. В экспозиции показаны монтированные профили зональных кор выветривания гранитов, габбро, габбро-амфиболитов и филлитовидных сланцев, верхние зоны которых сложены бокситами. Осадочные бокситы формируются в результате разрушения латеритных кор выветривания и последующего переотложения их обломочного материала. В зависимости от мест накопления этого материала различают лагунные, озерные, болотные, речные, склоновые и карстовые типы бокситов. Почти все они представлены в экспозиции. Выставка демонстрирует достаточно большое разнообразие текстур бокситов; некоторые из них однозначно свидетельствуют о генетической принадлежности бокситов.
В статье 9 рисунков, список литературы из 6 названий.
Ключевые слова: боксит, латерит, кора выветривания.

Бокситообразование — сложный и многообразный процесс, протекающий на поверхности Земли и теснейшим образом связанный с выветриванием (физическим, химическим и биохимическим) первичных алюмосиликатных горных пород. В результате их разрушения и глубокого преобразования при определенных условиях возникают бокситы — породы, состоящие в основном из труднорастворимых соединений Al и Fe. Эти соединения представлены гидроксидами Al: гиббситом — $Al(OH)_3$, бёмитом — $\gamma AlO(OH)$, диаспором — $\alpha AlO(OH)$, и оксидами и гидроксидами Fe: гематитом — αFe_2O_3, маггемитом — γFe_2O_3, гётитом — $\alpha FeO(OH)$ и гидрогётитом — $\alpha FeO(OH)\cdot nH_2O$. Кроме того, в составе бокситов могут присутствовать оксиды Ti (анатаз, рутил), каолинит, железистые хлориты, кварц и другие минералы. Количественные соотношения между главными минералами бокситов варьируют в широких пределах, вплоть до образования существенно мономинеральных разностей: гиббситовых, бёмитовых и диаспоровых.

Поскольку бокситы представляют собой тонкодисперсные образования, составляющие их минералы визуально, как правило, не различимы. Даже в участках бокситов, значительно обогащенных тем или иным гидроксидом алюминия (содержание в породе до 70—80%) (рис. 1), диагностика их весьма затруднительна. Неразличимые визуально гидроксиды алюминия при больших увеличениях под сканирующим электронным микроскопом обнаруживают кристаллическое строение с характерной для каждого минерала формой кристаллов (рис. 2).

В случае, если содержание глинозема (Al_2O_3) в породе не ниже 28%, а соотношение Al_2O_3/SiO_2 больше 2.6, боксит становится рудой на алюминий. Если в составе преобладают соединения железа, боксит переходит в разряд железных руд.

Экспозиция «Бокситы» размещена в витрине, состоящей из двух частей. В горизонтальной части витрины представлена генетическая коллекция бокситов. Генетические типы выделены в соответствии с классификацией, разработанной коллективом сотрудников ИГЕМ РАН под руководством доктора геол.-мин. наук Д.Г. Сапожникова (Сапожников и др., 1974), и образцы здесь расположены в соответствии с принадлежностью их к тому или иному генетическому типу (рис. 3). В вертикальной части витрины, где показаны наиболее яркие и представительные образцы бокситов, расположение их произвольно.

По условиям образования бокситы делятся на два основных типа: остаточные и осадочные.

Остаточные бокситы представляют собой элювиальные образования латеритного типа. Они формируются на месте залегания материнских пород различного состава за счет накопления труднорастворимых продуктов их разложения. Формирование бокситов этого типа происходит в условиях жаркого и влажного климата. Оптимальные условия созда-

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 99

Рис. 1. Фарфоровидные выделения гиббсита среди гематита и остаточного (по базальту) боксита. Центральная Индия. 14.5 x 9.5 см. ММФ № 92368. Фото: М.Б. Лейбов.

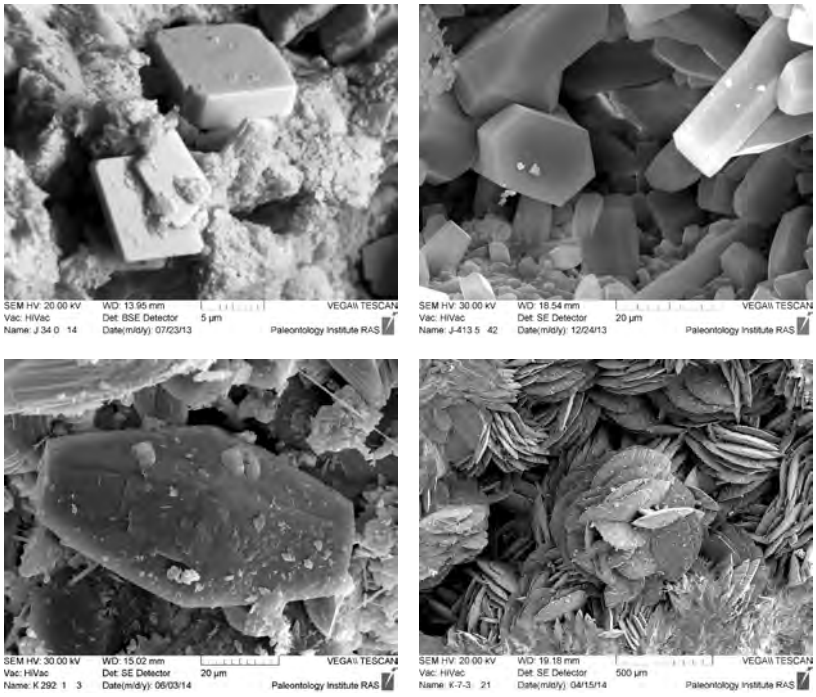


Рис. 2. Минералы бокситов под сканирующим электронным микроскопом:
a — диаспор, штат Джамму и Кашмир, Индия;
b — гиббсит, Посус ди Калдас, Бразилия;
c, d — бёмит, Висловское месторождение, КМА, Россия.

ются, если в течение года наблюдается смена сухих и дождливых периодов. Важным фактором является рельеф местности. Чаще всего остаточные бокситы возникают на поверхности плато, умеренно поднятого над прилежащими низменностями. Химизм процессов, происходящих при латеритном выветривании, заключается в разложении силикатов и алюмосиликатов материнской породы, постепенном выносе кремнекислоты, щелочноземельных элементов и гидролизе накапливающихся в породе оксидов Al и Fe.

Среди остаточных месторождений бокситов различают месторождения *стадийного* (в смысле постепенного) и *непосредственного* формирования. При стадийном формировании, протекающем в условиях умеренно быстрого тропического выветривания и постепенного разрушения исходных пород образуется зональная кора выветривания (лате-

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 100

Рис. 3. Общий вид горизонтальной части витрины. Фото: М.Б. Лейбов.

Рис. 4. Профили выветривания: слева — габбро-амфиболитов (Ново-Бураковское месторождение, Казахстан); снизу вверх: полосчатый габбро-амфиболит, каолинизированный габбро-амфиболит, полосчатый гиббсит-гётитовый боксит; справа — филлитовидных сланцев (Висловское месторождение, КМА, Россия); снизу вверх: полосчатый филлитовидный сланец, каолинизированный полосчатый сланец, полосчатый гематит-бёмитовый боксит, шамозитовый боксит. Фото: М.Б. Лейбов.

ритный профиль), характеризующаяся различной степенью разложения материнской породы в отдельных частях разреза и различным составом возникающих зон. Стадийное изменение одного из главных породообразующих минералов — полевого шпата — происходит по схеме: полевой шпат → гидрослюда → каолинит → гиббсит. Направленность процесса в значительной степени определяет минеральный состав образующихся зон и общий ход превращения неизмененной породы в боксит. Эта направленность прослеживается всегда, хотя составы зон в профилях, возникающих на различных породах, могут несколько различаться, также как и их количество.

Профили могут быть полными и неполными. В музейной экспозиции для следующих пород: базальтов, гранитов, габбро-амфиболитов и филлитовидных сланцев — представлены монтированные профили выветривания, составленные на основе природных образцов (рис. 4). Профили в основном сходны и отражают описанную выше последовательность превращения неизмененной породы в боксит. Из общей картины несколько выделяется профиль филлитовидных сланцев Висловского месторождения. Лишь в нем одном в верхних горизонтах развита зона шамозитовых бокситов. Висловское месторождение заслуживает несколько более подробного рассмотрения, поскольку является промышленным объектом. Месторождение относится к Воронежской бокситоносной провинции, входящей в состав железорудного бассейна КМА, и приурочено к древней коре выветривания. Месторождения бокситов находятся здесь в тесной территориальной и генетической связи с богатыми железными рудами, переслаиваются с ними, а порой окаймляют их рудные тела. Чрезвычайная

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 101

тонкозернистость сланцев оказалась благоприятным фактором для их бокситизации. Она обеспечивала растворение входящего в их состав кварца и вынос кремнезема из коры выветривания растворами еще до стадии каолинизации пород. Поэтому кварц в бокситах полностью отсутствует. Благодаря высокой глиноземистости состава сланцев, возникающие при их выветривании гематит-бёмитовые бокситы также содержат большие концентрации глинозема, что определяет их высокое качество. Описываемый профиль характеризуется аномальным для классического латеритного профиля поведением железа, которое присутствует не только в трехвалентной форме, но и в значительных количествах в двухвалентной форме в виде шамозита $(Fe^{2+},Mg,Fe^{3+})_5Al(Si_3Al)O_{10}(OH,O)_8$, а также сидерита и пирита. Подобная редукция железа возможна только в восстановительных условиях, которые в данном случае возникли в результате заболачивания коры выветривания на конечных этапах ее формирования (Никитина, 1968).

В экспозиции можно видеть еще один образец боксита (п-ов Кач, Индия) (рис. 5), для которого изменение условий его нахождения (опускание суши под уровень мирового океана с последующим ее поднятием) и связанная с этим смена окислительно-восстановительного характера среды привели к возникновению в подводных условиях бертьериновых бокситов $(Fe_4^{2+}Fe_2^{3+})(Al_2Si_2O_{10})(OH)_8$, а на суше — к повторному отложению оксидов и гидроксидов железа.

Во время сухих сезонов в коре выветривания происходит капиллярный подъем воды. Одновременно поднимаются и растворенные в ней элементы, в том числе Fe^{2+}, которое на поверхности окисляется и выпадает в осадок в виде гётита и гематита. В результате бокситы в верхней части профиля обогащаются соединениями железа и превращаются в плотную ржаво-бурую породу, часто бобовой текстуры, получившую название «кирасы» (от фр. *Cuirasse* — панцирь). В показанных профилях эта зона отсутствует, но отдельный образец «кирасы» представлен на выставке.

Тип месторождений *непосредственного* формирования бокситов связан с корой выветривания сокращенного профиля. Пласт бокситов в этом случае ложится непосредственно на свежие неизмененные породы. Примером такой монозональной коры являются так называемые «пряники» — маломощные гётит-гиббситовые корки, возникающие на свежих породах (нефелиновых сиенитах и долеритах Гвинеи, диабазах Британской Гвианы, габбро Кубы и др.). Эти корки обычно распространены локально и в бокситоносных корах составляют лишь небольшую часть. На экспозиции можно видеть «пряник» из бокситов Кубы, возникших при выветривании габбро (рис. 6). Образование бокситов непосредственного формирования возможно лишь в условиях крайне напряженного и быстро протекающего процесса выветривания, когда полевой шпат, минуя промежуточные стадии, сразу замещается гиббситом.

Осадочные бокситы формируются в результате разрушения поверхностными водами латеритных кор выветривания и последующего переотложения их обломочного материала в местах пониженного рельефа, нередко в связи с в различного рода водоемами. Различают прибрежно-морские — лагунные бокситы, обычно залегающие пластами

Рис. 5. Остаточный боксит бобово-оолитовой текстуры, претерпевший двукратное изменение состава в связи с колебанием уровня береговой линии. Полуостров Кач, Индия. 14 x 10 см. ММФ № ВФ264. Фото: М.Б. Лейбов.
Рис. 6. Корка остаточных бокситов на свежем габбро — «пряник». Кесигуа, Куба. 9 x 7 см. ММФ № ВФ266. Фото: М.Б. Лейбов.

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 102

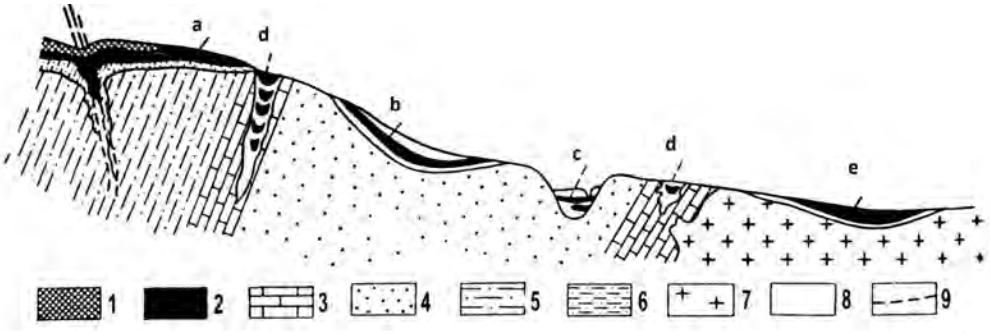


Рис. 7. Приуроченность бокситовых месторождений к различным формам рельефа.
1 — кираса; 2 — бокситы (a — остаточные, b — делювиальные-склоновые, c — аллювиальные-речные и др. , d — карстовые, e — озерно-болотные); 3 — известняки; 4 — песчаники; 5 — сланцы; 6 — кора выветривания сланцев; 7 — граниты; 8 — породы, вмещающие осадочные бокситы (b, c, d, e); 9 — зона разрывных нарушений.

на размытой поверхности рифогенных известняков, и континентальные, представленные большой группой генетических типов. Среди континентальных бокситов в зависимости от места накопления терригенного материала выделяют: склоновые (делювиальные), долинные, речные, озерно-болотные и карстовые бокситы. Приуроченность бокситовых месторождений к определенным формам рельефа платформ схематически показана на рисунке 7.

Практически все типы осадочных бокситов можно видеть на выставке (рис. 3). Особого интереса, на наш взгляд, заслуживают карстовые бокситы. Они возникают в карстовых пустотах вследствие заполнения их глинистым или бокситовым материалом. При этом карстовые пустоты, которые могут быть различной морфологии (карры, воронки, долины и др.), играют роль не только понижений, в которые сгружается обломочный материал, но и оказывают определенное влияние на последний, обусловливая в ряде случаев его бокситизацию на месте отложения. Подобные факты дают основание некоторым исследователям рассматривать эти месторождения как латеритно-карстовые и выделять их из группы осадочных в самостоятельную группу карстовых месторождений. Существует мнение, что бокситовые месторождения на острове Ямайка сформировались за счет эффузивного материала, снесенного в карстовые депрессии и подвергшегося бокситизации уже на месте своего переотложения. При формировании бокситовых месторождений Североуральского бокситового района (СУБР), по мнению ряда исследователей (Гуткин, 1978), также имел место снос в карстовые воронки как готового бокситового материала, так и алюмосиликатного материала вулканогенно-осадочных пород, латеризация которого происходила уже в карстовых воронках.

Главным источником глинозема при формировании осадочных бокситов безусловно является терригенный материал, представленный остаточными бокситами и породами латеритной коры выветривания. Но определенная часть алюминия, особенно при формировании бокситов в водной среде, может переноситься в растворенном состоянии в виде соединений с природными органическими кислотами. При последующем разрушении этих соединений алюминий осаждается в форме гидроксидов, которые входят в состав тонкодисперсной (пелитовой) части осадочных бокситов.

На тумбе около витрины с экспозицией можно видеть боксит в виде шара диаметром около 30 см (рис. 8). Это боксит из Подмосковья. Относительно генезиса подмосковных бокситов, приуроченных к угленосной толще, существует несколько точек зрения, но все исследователи исходят из представлений о хемогенной природе этих бокситов. В соответствии с этими представлениями подмосковные бокситы формировались за счет отложения глинозема из водных сульфатных растворов, которые образовались в результате окисления пирита, в большом количестве содержащегося в толще угленосных отложений (Захарова, 1974).

Коллекция бокситов, демонстрируемая на выставке, опровергает существующее заблуждение о том, что все бокситы «на одно лицо». Хотя в природе и преобладают бокситы красновато-бурого цвета, нередко встречаются, и их можно видеть на выставке, белые, серовато-зеленые, серые и даже черные бокситы.

Весьма разнообразны бокситы и по своим структурно-текстурным особенностям. Для

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 103

Рис. 8. Боксит гиббситовый пизолитовый. Мячково, Московская область, Россия. 30 x 25 см. ММФ № 88779. Фото: М.Б. Лейбов.

Рис. 9. Типы текстур бокситов: a — обломочная текстура делювиально-склонового боксита. В обломках — остаточный боксит. Ишкининское месторождение, Оренбургская область, Россия. 12.5 x 8 см. ММФ № ВФ250; b — брекчиевая текстура карстового боксита. В качестве цемента — боксит. Северо-Уральский бокситоносный район, Россия. 10 x 6.5 см. ММФ № ВФ271; c — яшмовидный карстовый боксит. Северо-Уральский бокситоносный район, Россия. 9.5 x 5.5 см. ММФ № ВФ270; d — тонкополосчатая пелитовая текстура лагунного боксита. Черемуховское месторождениение, Урал, Россия. 11.5 x 11.5 см. ММФ № ВФ268; e — пизолитовая текстура осадочного боксита. Центральное месторождение, Красноярский край, Россия. 15 x 10 см. ММФ № М32133; f — пизолитовая текстура остаточного боксита. Штат Мадхья Прадеш, Индия. 11 x 9.5 см. ММФ № ВФ265. Фото: М.Б. Лейбов.

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 104

остаточных бокситов характерны реликтовые разновидности структур и текстур, унаследованные от материнских пород, например, полосчатость (рис. 4). Типично бобовые, а также бобово-обломочные текстуры свойственны делювиальным (рис. 9*a*) и карстовым бокситам. Среди последних известны не только грубообломочные, вплоть до брекчиевидных (рис. 9*b*), разности, но и плотные тонкозернистые бокситы, напоминающие по внешнему облику яшму (рис. 9*c*). При отложении бокситового материала в водной среде образуются тонкослоистые алевритовые и пелитовые разности бокситов озерного или лагунного генезиса (рис. 9*d*). Некоторые из них содержат остатки бокситизированной флоры и фауны, образцы которых также можно видеть на выставке. Пизолитовые текстуры известны как среди осадочных (рис. 9e), включая карстовые, так и среди латеритных бокситов (рис. 9*f*). Изменение первичного облика бокситов: цвета и структурно-текстурных особенностей, а также минерального состава, происходит уже после их захоронения под слоем осадков и на разных стадиях литогенеза и метаморфизма бокситов.

Месторождения латеритных (остаточных) бокситов характерны для стран с тропическим климатом (Гвинея, Бразилия, Венесуэла, Индия). В России к этому типу относятся месторождения Воронежской бокситоносной провинции, Среднего Тимана и некоторые месторождения Чадобецкой группы в Красноярском крае (Слукин, 1973). Наибольшее значение в России имеют осадочные месторождения различных генетических типов. Хорошо известна Уральская бокситоносная провинция, в которой наиболее богатые месторождения сосредоточены в Северо-Уральской (СУБР) и Южно-Уральской группах. Немало месторождений приурочено к северной части Русской платформы — Северо-Онежская, Тихвинская и Южно-Тиманская группы (Рудные месторождения СССР, 1974). Перспективны месторождения Красноярского края (Чадобецкое и Татарское).

Образование бокситов — сложный гипергенный процесс, зависящий от очень большого количества факторов. И никакая музейная экспозиция не может в полной мере отразить всю сложность этого процесса. Выставка в Минералогическом музее, впервые в практике музеев представляющая генетическую коллекцию бокситов, показывает главное — многообразие генетических типов бокситов с присущими им характерными особенностями.

Выставка в музее была бы невозможна без помощи сотрудников ИГЕМ, специалистов в области изучения бокситов: докторов геол.-мин. наук А.Д. Слукина, В.М. Новикова, Б.А. Богатырева и Ю.Ю. Бугельского. Абсолютно вся генетическая часть выставки была сформирована из образцов, поступивших от этих геологов в дар музею. За столь интересный каменный материал, а также за консультации и ценные советы в ходе работы над выставкой сотрудники музея приносят коллегам из ИГЕМ самую глубокую и искреннюю благодарность.

Литература

Гуткин Е.С. Геология и геохимия девонских бокситов Северного Урала. М.: Недра, **1978**. 238 с.

Захарова Л.Н. Шенуровское месторождение афациального типа (Подмосковный бассейн) // Генетическая классификация и типы бокситовых месторождений СССР. М.: Наука, **1974**. С. 284—286.

Никитина А.П. Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воронежской антеклизы и ее бокситоносность. М.: Наука, **1968**. 160 с.

Рудные месторождения СССР // Под редакцией акад. В.И. Смирнова. М.: Недра, **1974**. Т. 1. 328 с.

Сапожников Д.Г. Генетическая классификация бокситовых месторождений // Генетическая классификация и типы бокситовых месторождений СССР. М.: Наука, **1974**. С. 5—20.

Слукин А.Д. Коры выветривания и бокситы Чадобецкого поднятия. М.: Наука, **1973**. 126 с.

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 105

УДК 549:069

НОВЫЕ ЭКСПОЗИЦИИ В РУДНО–ПЕТРОГРАФИЧЕСКОМ МУЗЕЕ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

М.К. Суханов, В.Н. Смольянинова
Рудно-петрографический музей Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ), РАН, Москва, 1950su@mail.ru, smolvernik@yandex.ru

Статья посвящена новым экспозициям в Рудно-петрографическом музее, который располагает систематической коллекцией всех известных видов магматических горных пород и руд. Музей предназначен главным образом для научных сотрудников, однако в учебных и просветительских целях в нем имеются экспозиции, характеризующие различные геологические процессы и историю геологического изучения России.
В статье 14 рисунков, список литературы из 3 названий.
Ключевые слова: Рудно-петрографический музей, экспозиция, коллекция, руда, месторождение.

Рудно-петрографический музей Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии геохимии РАН — единственный в России специализированный музей, располагающий систематической коллекцией всех известных видов магматических горных пород и руд. Музей имеет региональные коллекции, представляющие магматические породы и главные типы руд большинства рудных районов России и ряда зарубежных стран, а также тематические коллекции, иллюстрирующие особенности магматизма и рудообразования отдельных этапов и геодинамических обстановок, проявлявшихся в ходе эволюции Земли.

История Рудно-петрографического музея начинается с 1930 г., когда на базе единственного в то время академического геологического учреждения, Геологического и Минералогического музея (в настоящее время Минералогический музей имени А.Е. Ферсмана РАН) в Ленинграде создаются специализированные институты — Минералогический, Геохимический, Петрографический (ПЕТРИН), Геологический (ГИН). Петрографический институт возглавил академик Ф.Ю. Левинсон-Лессинг, он же создал при институте Петрографический музей, как инструмент для научной работы — каменную библиотеку для исследователей. Основу музея составили коллекции из Геологического и Минералогического музея, образцов самого Ф.Ю. Левинсон-Лессинга и его сотрудников. В настоящее время главную часть музейных фондов составляют коллекции сотрудников институтов, в состав которых входил Петрографический музей. С 1934 г. после переезда Академии наук в Москву Петрографический музей размещается в доме № 35 по Старомонетному переулку (рис. 1).

В 1932 г. Геохимический и Минералогический институты были объединены в Институт геохимии, минералогии и кристаллографии им. М.В. Ломоносова (ЛИГЕМ) под руководством академика А.Е. Ферсмана. С 1937 по 1955 год ЛИГЕМ, ПЕТРИН и ГИН составляли единый Институт геологических наук (ИГН), а с 1955 г. научные подразделения бывших ЛИГЕМ и ПЕТРИН, включая Петрографический музей, образовали ядро ныне существующего Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ). С 1956 по 1988 г. ИГЕМ возглавлял академик Ф.В. Чухров.

Изменение названия и структуры Институтов, в состав которых входил Петрографический музей, не повлияли на его статус и направленность работ, поскольку их научная проблематика всегда включала широкий круг вопросов, касающихся разработки фундаментальных основ теории образования горных пород и руд.

Основной формой проведения геологических исследований в этот период являлись комплексные экспедиции. Были организованы Таджикско-Памирская, Кольская, Казахстанская, Уральская, Кавказская, Восточно-Сибирская и другие экспедиции, работавшие в течение многих лет. С деятельностью этих экспедиций связано открытие многих рудно-магматических провинций и регионов, месторождений рудных и неметаллических полезных ископаемых. В результате фонды музея пополнились значительным количеством образцов не только горных пород, но и руд разных металлов и неметаллических полезных ископаемых, и тематика его коллекций вышла за рамки чисто петрографической. В связи с этим в 1993 г. он был переименован в Рудно-петрографический.

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 106

Рис. 1. Здание Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, в полукруглом эркере которого расположен Рудно-петрографический музей. Фото: М.К. Суханов.

Рис. 2. Общий вид экспозиций. Фото: М.К. Суханов.

В настоящее время фонды музея насчитывают около 40 тысяч единиц хранения, включая шлифы и аншлифы. Главные типы пород и руд, а также редкие и уникальные образцы демонстрируются в 28 экспозициях, из них в последнее время появилось семь новых тематических экспозиций, посвященных как различным типам пород, так и исследователям, которые их изучали (рис. 2). Такое сочетание исторических материалов и образцов пород, руд и минералов делает экспозиции особенно информативными.

Экспозиция «Ученые Института на трудовом фронте в годы Великой Отечественной Войны»

Экспозиция находится в центре музея, она сразу привлекает внимание посетителей, с нее и начинаются экскурсии. Это прекрасный повод рассказать об истории Института, достижениях его сотрудников, многие из которых начинали свою деятельность во время войны, а затем стали выдающимися учеными. В экспозиции представлены данные об исследователях (Д.С. Белянкин, В.П. Петров, А.И. Цветков, М.А. Фаворская, Б.В. Залесский, М.Ф. Стрелкин, И.И. Гинзбург, И.А. Преображенский, Д.И. Щербаков, В.Ф. Морковкина, П.И. Лебедев, О.Д. Левицкий, Е.А. Радкевич, С.С. Смирнов, Д.С. Коржинский, А.В. Пэк, Т.Н. Шадлун, В.И. Гоньшакова, В.С. Коптев-Дворников и др.), некоторые фотографии того времени и, главное, образцы руд из тех месторождений, которые они изучали (огнеупорные глины на Урале, месторождения олова, вольфрама и лития в Казахстане, полиметаллические и ртутные

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 107

Рис. 3. Родохрозит $(Mn,Fe)CO_3$. Центральный Казахстан, месторождение Кара-Оба. Образец 18 х 10 см. № 5501. Из коллекции Ф.В. Чухрова. Фото: М.К. Суханов.
Рис. 4. Кристалл ферсманита $Ca_4(Na_2Ca_2)(TiNb_3)(Si_2O_7)_2O_8F_3$ в пектолитовом прожилке в массивном уртите. Хибинский массив. Срез кристалла 1.5 х 1.5 см. № 1341. Образец из коллекции М.Н. Соколовой. Фото: М.К. Суханов.

месторождения Кабардино-Балкарии, Северной Осетии и Грузии, оловорудные месторождения Дальнего Востока и т.д.).

Экспозиция «Мир минералов»

Данная экспозиции посвящена юбилею академика Федора Васильевича Чухрова, который возглавлял ИГЕМ с 1955 по 1986 г. Всеобщее признание получили его основополагающие труды по типоморфизму минералов, коллоидам земной коры, зонам окисления сульфидных месторождений, корам выветривания и связанным с ними полезным ископаемым.

Под руководством Ф.В. Чухрова издано несколько книг энциклопедического справочника «Минералы», суммирующего опыт изучения минеральных видов и ставшего настольной книгой для научных работников и геологов-практиков. Большое значение имели работы Федора Васильевича в развитии минерально-сырьевой базы Казахстана. За большие заслуги в развитии геологической науки Ф.В. Чухров награжден орденом Ленина, двумя орденами Трудового Красного Знамени, орденом Знак Почета, медалями, а в 1951 г. удостоен Государственной премии СССР.

Среди экспонатов выставки — образцы из коллекций Ф.В. Чухрова: бокситы из месторождений Моро-де-Никель, Посус-де-Кальдас, Бразилия; Чайна Клейн, Англия; Мозог, Франция родохрозит из месторождения Кара-Оба, Казахстан (рис. 3). Демонстрируются различные фотографии, в частности, фотография перового выпуска студентов Московского Геологического Института (впоследствии Московского Геолого-разведочного института — МГРИ), среди которых Ф.В. Чухров и другие студенты, которые стали сотрудниками ИГЕМ (рис. 5). Имеются также редкие минералы: ферсманит $Ca_4(Na_2Ca_2)(TiNb_3)(Si_2O_7)_2O_8F_3$ (рис. 4) и чухровит $Ca_3Al_2TR(SO_4)F_{13}{\bullet}10H_2O$, впервые обнаруженный сотрудницей ИГЕМ Л.П. Ермиловой в 1960 г. и названный в честь Ф.В. Чухрова.

Экспозиция «Неметаллические полезные ископаемые»

В 2008 г. исполнилось 100 лет со дня рождения профессора Валерия Петровича Петрова (рис. 6), который в течение 40 лет возглавлял отдел Неметаллических полезных ископаемых в ИГЕМ. В связи с этим в Институте была проведена международная конференция, а в музее создана новая экспозиция, посвященная его памяти.

В.П. Петров исходил пешком и изъездил верхом многие труднодоступные районы Кавказа и Закавказья, был подлинным знатоком геологии этого региона. В годы Отечественной войны он стал одним из главных организаторов новой сырьевой базы огнеупорной промышленности на Урале, а после войны стал инициатором создания перлитовой промышленности. Совместно со своими сотрудниками и учениками В.П. Петров участвовал во внедрении в народное хозяйство безжелезистых гранитов, щелочных каолинов и фарфорового камня, порошковатых талькитов кор выветривания, брусита, волластонита, мелкочешуйчатой слюды как новых видов керамического сырья.

Заслуги Валерия Петровича были по достоинству оценены — он награжден тремя

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 108

Рис. 5. Первые выпускники Московского геолого-разведочного института (нынешний РГГРУ им. Серго Орджоникидзе) со своим преподавателем, профессором В.И. Лучицким. 1932 г. 1 ряд (сидят слева направо) — Ф.В. Чухров, проф. В.И. Лучицкий, В.С. Мясников, П.В. Калинин; 2 ряд (стоят слева направо) — В.П. Флоренский, А.В. Сарычева, А.В. Зак, А.М. Мамедов, Н.В. Петровская, А.М. Ершов. Фото из архива Н.Н. Смольяниновой.
Рис. 6. В.П. Петров на полевых работах (60-е годы). Фото из архива В.В. Наседкина.

орденами Трудового Красного Знамени, орденом «Знак Почета», многими медалями, в том числе зарубежными.

В экспозиции представлены перлиты, обсидианы, глины, асбесты, графит, поделочные (лазурит, нефрит, родонит, хризолит, волластонит-геденбергитовый скарн) и облицовочные камни (рис. 7, 8), приведены биографические данные В.П. Петрова, его фотографии и научные работы.

Экспозиция «Редкометальный магматизм»

Данная экспозиция посвящена магматическим породам, с которыми связаны месторождения редких металлов, столь необходимых для современной электронной промышленности. Это — тантал, ниобий, бериллий, литий, рубидий, цезий, редкоземельные элементы. Месторождения этих элементов связаны с особым типом гранитов, которые получили название редкометальные. Рудоносными обычно бывают интенсивно дифференцированные многофазные интрузивные комплексы, наиболее поздние дифференциаты которых представлены лейкократовыми гранитами повышенной щелочности. Редкометальные литий-фтористые граниты установлены в Приладожье, в Забайкалье, в Приморье, в Монголии, в Чехии, во Франции и других регионах.

Большой вклад в изучение таких магматических ассоциаций внес академик Вячеслав Иванович Коваленко. Он основал в ИГЕМ Лабораторию редкометального магматизма, разработал теорию формирования позднемагматических редкометальных месторожде-

Рис. 7. Пейзажный обсидиан «Вид на Араратскую долину». Армения. Полированный образец 20 x 8 см. № Гх-16. Сбор В.В. Наседкина. Фото: М.К. Суханов.
Рис. 8. Волластонит-геденбергитовый скарн. Приморский край, месторождение Дальнегорское. Полир. пластина 22 x 9 см. № М1-2. Сбор А.Д. Бабанского. Фото: М.К. Суханов.

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 109

ний, предложил количественную оценку потенциальной рудоносности пород, применил ее для металлогенического анализа территории Центральной Азии и был одним из первооткрывателей редкометальных месторождений на территории Монголии. Он являлся лауреатом Государственной премии Российской Федерации, награжден многими медалями.

В экспозиции демонстрируются рудные карбонатиты, флюоритовые руды и образцы, редкометальных пород, впервые описанные В.И. Коваленко и им названные. Это онгониты, их изучение имеет важное значение для понимания условий проявления редкометального магматизма и процессов рудообразования. Представлены также образцы редкометальных гранитов Приморья из коллекции одного из старейших сотрудников ИГЕМ М.Г. Руб и ее монография «Редкометальные граниты».

Экспозиция «Восточно-Африканский рифт»

Восточно-Африканский рифт является одним из крупнейших в мире рифтовых образований рельефа. Он простирается на 6000 км от северной Сирии до центрального Мозамбика. Ширина рифтовой долины составляет от тридцати до ста километров, глубина — от нескольких сотен до тысяч метров. Она сформировалась в результате геологических сдвигов на границе Африканской и Аравийской тектонических плит. В рельефе рифт выражен в виде гигантского грабена с крутыми краями и плоским дном, частично занятым мелководными озерами, болотами и солончаками. По краям рифта и на соседних плато поднимаются глыбы кристаллических пород и огромные вулканические массивы, самые высокие в Африке: Килиманджаро с вершиной Кибо (5895 м), Кения (5199 м).

Рифт сформирован меридиональной системой разломов земной коры в мезозое-кайнозое, движения по которым сопровождались мощным излиянием лав. Вулканическая деятельность вдоль Восточно-Африканского рифта была очень интенсивной и не закончилась до настоящего времени.

На выставке представлены вулканические породы этого района, среди которых много щелочных пород, получивших различные местные названия: катунгит (богатый мелилитом оливиновый лейцитит без пироксена), угандит (меланократовый лейцитовый базальт без мелилита), лимбургит (гиалонефелиновый базальт с плагиоклазом и нефелином в виде стекла) а также карбонатитов и карбоната натрия.

Экспозиция создана благодаря обширной коллекции (около 300 образцов) бывшего сотрудника ИГЕМ А.А. Краснова, он был участником Советской Африканской экспедиции, в которой принимали участие такие известные ученые как Е.Е. Милановский, Н.А. Логачев, В.И. Герасимовский, А.П. Капица и другие.

Экспозиция «Внеземное вещество и импактиты»

Данная экспозиция является результатом нового направления работ в музее — создания коллекции метеоритов и импактитов. Конечно, в двадцать первом веке без знаний о космосе невозможно понять происхождения нашей планеты и историю ее развития.

В музей неоднократно обращались и обращаются различные люди с просьбой определить находку — не метеорит ли это. Так возникла идея создания при участии Рудно-петрографического музея общественной организации «Русское общество любителей метеоритики», главное направление деятельности которой — популяризация научных знаний. Эта общественная организация официально зарегистрирована, ее уставным ка-

Рис. 9. Фрагмент Палласовского метеорита (палласит) — кристаллы оливина в никелистом железе (камасит + тэнит). Срез образца 8 х 8 см. Из коллекции «Русского общества любителей метеоритики». Фото: М.К. Суханов.

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 110

питалом является коллекция метеоритов (23 образца — хондриты, железные метеориты, палласит), импактитов (10 образцов) и тектитов (2 образца). По договору между Обществом и Институтом, коллекция хранится в музее и может не только экспонироваться, но и изучаться в научных целях.

В экспозиции метеоритное вещество представляют, в том числе, и образцы новых российских метеоритов — Дронинский (находка 2003 г.) и Палласовский (находка 2004 г.), образцы которых пока имеются только в двух музеях мира — ГЕОХИ РАН и ИГЕМ РАН (рис. 9). Вещество этих метеоритов было впервые изучено в ИГЕМ (Милановский и др., 2003; 2005).

История находки Палласовского метеорита весьма интересна. Выдающийся немецкий естествоиспытатель П.С. Паллас по приглашению Екатерины II проработал в разных районах России более двадцати лет, изучая флору, фауну, геологию и географию. В Иркутской обрасти в 1771 г. ему сообщили о необычной породе, состоящей из железа и оливина — глыбе, весом около 700 кг. Он решил отправить ее в Петербург, и в 1777 г. она поступила в Минеральный кабинет Кунсткамеры. Эта глыба получила название Палласово железо. Сам Паллас считал ее редкой разновидностью земных железных руд. И только в 1794 г., благодаря работам немецкого физика Эрнста Хладни, было признано метеоритное, космическое происхождение Палласова железа, а класс метеоритов такого типа, довольно редких (всего около 50 находок и падений), получил название палласитов. В 1773 г. Паллас работал в Поволжье, сделал много важных открытий. Позднее, в 1904 г., при строительстве железной дороги, в его честь назвали одну из железнодорожных станций и поставили памятник. Прошло более 200 лет, Паласовка стала городом, и вот в его окрестностях нашли метеорит, да не какой-нибудь, а палласит (рис. 10).

В экспозиции представлены материалы по классификации метеоритного вещества (диаграммы, фотографии шлифов), монографии и статьи, посвященные лунному веществу, особое внимание уделено тем исследованиям, которые были проведены в ИГЕМ. Вещество импактитов представлено образцами из известных ударных метеоритных кратеров: Рис, Жеманшинский, Попигайский. Недавно появились новые экспонаты: образцы меторитов Glorietta Mountan, находка 1884 г., штат Нью Мехико, США, и Tamdakht, падение 2008 г., Марокко.

Экспозиция «Магматические породы полярных районов Сибири по данным экспедиций Э.В. Толля, 1885–1902 г.»

На выставке отражены этапы освоения Российского Заполярья, что особенно важно в настоящее время, когда активно обсуждается территориальная принадлежность арктических шельфовых зон и района Северного полюса, в связи с возможностью использования полезных ископаемых этих районов.

Рис. 10. Палласовский метеорит и обнаруживший его Николай Харитонов со своей семьей. Фото из архива А.Е. Милановского.

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 111

Экспозиция наглядно показывает первенство российских ученых в освоении Арктики.

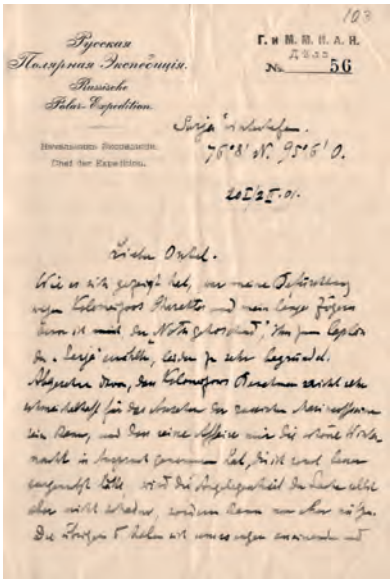
Эдуард Васильевич Толль (1858–1902), русский геолог, полярный исследователь (рис. 11). В 1885–1886 гг. участвовал в экспедиции на Новосибирские острова, руководимой А.А. Бунге (коллекции последнего также хранятся в музее), обследовал о. Б. Ляховский, о. Фадеевский, западный берег о. Новая Сибирь, о. Котельный. В 1893 г. возглавлял экспедицию в северные районы Якутии, впервые описал плоскогорье между реками Анабар и Попигай, горный кряж меду реками Оленек и Анабар, который назвал хребтом В. Прочинцева. В 1900–1902 гг. возглавлял экспедицию Академии наук на парусно-моторной шхуне «Заря» к Новосибирским островам, главной целью которой были поиски легендарной Земли Санникова – предположительно самого северного острова в сибирской части Ледовитого океана. Во время плавания и во время зимовок шхуны у северо-западного берега п-ва Таймыр и западного берега о. Котельный выполнил комплекс гидрографических, физико-географических и геологических исследований, впервые осуществил драгировку дна Северного Ледовитого океана. В ноябре 1902 г. при переходе от о. Беннетта к о. Котельный по неокрепшему морскому льду Э.В. Толль и трое его спутников пропали без вести. В 1903 г. была организована спасательная экспедиция, которую возглавил лейтенант, будущий адмирал, А.В. Колчак. Эта экспедиция нашла последний лагерь Э.В. Толля на о. Беннетта, его записи и образцы (рис. 12).

Рис. 11. Э.В. Толль (1858–1902). С 1889 по 1896 г. – ученый хранитель Минералогического музея Императорской Академии наук (ныне Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана). Фото из книги П.В. Виттенбурга (1960).

Судьба образцов экспедиций Э.В. Толля до недавнего времени была неизвестна. Они были обнаружены в Рудно-петрографическом музее в процессе инвентаризации. Очевидно, они были оставлены в составе музейной коллекции академиком Ф.Ю. Левинсон-Лессингом при выделении

Рис. 12. Анальцимовый базальт с о. Беннетта – последней точки маршрута Э.В. Толля. Образец 9 х 8 см. № 1305. Доставлен в Минералогический музей Императорской Академии наук руководителем спасательной экспедиции по поискам Э.В. Толля лейтенантом А.В. Колчаком. Фото: М.К. Суханов.

Рис. 13. Письмо Э.В. Толля на бланке «Русской полярной экспедиции». Январь-февраль 1901 г. Из архива Рудно-петрографического музея.



NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 112

Рис. 14. Остров Беннетта, вид на долину Толлевской речки и мыс Преображения. 2013 г. Фото: А.Б. Кузмичев.

ее из фондов Геологического и Минералогического музея Академии наук в 30-е годы прошлого столетия. Экспозиция представляет не только образцы горных пород, но оригинальные документы — фотографии, карты, письма, отчеты и опубликованные работы (рис. 13). Так, например, в черновике прошения об отставке Э.В. Толль пишет: *«Имею честь доложить Вашему Превосходительству, что я не в силах дольше исполнять обязанности ученого хранителя Минералогического музея Императорской Академии Наук. Не имея ни единого помощника, на одних моих плечах лежат следующие обязанности: хранение, приведение в порядок и научная обработка богатых сибирских коллекций, поднятие музея вообще на более высокий уровень...».*

Именем Э.В. Толля названы: гора на Новой Земле, гора на о. Беннета, залив на северо-западном берегу п-ва Таймыр, мыс на о. Циркуль в шхерах Минина, плато на о. Котельный.

В настоящее время в районах, где проходила последняя экспедиция Э.В. Толля, проводит научно-исследовательские работы специальный отряд Геологического института РАН. Сотрудники этого отряда передали в Рудно-петрографический музей новые образцы с Новосибирских островов, геологические карты, фотоматериалы, и в экспозиции появился очень наглядный раздел «Исследования продолжаются» (рис. 14).

Таким образом, характерной особенностью описанных экспозиций является сочетание демонстрируемых исторических документов и конкретных образцов горных пород и руд. Представляется, что такой подход в создании экспозиций является весьма информативным как в просветительских, так и в научных целях.

Литература

Виттенбург П.В. Жизнь и деятельность Э.В. Толля. М.-Л.: АН СССР. **1960**. 321 с.

Милановский А.Е., Суханов М.К., Флоренский П.В. Об открытии Касимовского метеоритного поля // Тез. докл. Годич. сессии Моск. Отдел. Рос. Минерал. общ. М.: ИГЕМ РАН. **2004**. С. 79—80.

Милановский А.Е., Суханов М.К., Борисовский С.Е., Корочанцев, А.В., Журавлев Д.З. О находке нового железокаменного метеорита Палласовка // Матер. Годич. сессии Моск. Отдел. Рос. Минерал. общ. М.: ИГЕМ РАН. **2005**. С. 81—83.

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 113

УДК 549:069

МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ СОБРАНИЕ ВИКТОРА ИВАНОВИЧА СТЕПАНОВА (1924–1988): МУЗЕЙНОЕ, НАУЧНОЕ И ОБЩЕСТВЕННОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Д.И. Белаковский, А.Б. Никифоров
Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана, РАН, Москва, dmz@fmm.ru

Д.В. Абрамов
ФБУ «Музей самоцветов», Москва, adimka63@mail.ru

В.И. Степановым создано за период 1935—1985 гг. минералогическое собрание, сопоставимое по значению с коллекциями наиболее крупных отечественных минералогических музеев. В период упадка интереса к минералогической музейной работе и коллекционированию минералов В.И. Степановым разработаны приемы и методы работы с минералогическими коллекциями, ряд которых оказался новым и в мировой музейной практике. Дано описание этих методов, приведены статистические данные по собранию В.И. Степанова.
В статье 3 таблицы, 13 рисунков, список литературы из 11 названий.
Ключевые слова: В.И. Степанов, Минералогический музей, минералогическая коллекция, минеральный вид, минерал.

Прошло уже более четверти века, как с нами нет Виктора Ивановича Степанова (1924—1988), фигуры настолько во многих отношениях яркой, что общение с ним вспоминается, как будто это было вчера. Для многих из нас Виктор Иванович был и остается Учителем и не только в области минералогии. В чем же такое значение его деятельности?

Виктор Иванович не оставил после себя обширного списка научных публикаций. Основной заботой и главным детищем большей части его жизни, стала собранная им на протяжении полувека минералогическая коллекция, которую правильнее называть Минералогическим собранием.

Собрание это, хранящееся ныне в Минералогическом музее им. А.Е. Ферсмана Российской академии наук, по своей полноте, научному и общественному значению сопоставимо с крупными национальными собраниями современных минералогических музеев, а по изученности и документации экспонатов в большинстве случаев превосходит их.

Упорный труд по созданию этого собрания позволил Виктору Ивановичу приобрести огромные минералогические знания и сделать ряд интереснейших наблюдений, изложенных в его работах, но главным образом — в подробных этикетках-описаниях к экспонатам. Не менее, а может быть, даже и более важным оказалось то, что систематизация этого собрания, определение принципов его комплектования, системы хранения, разработка способов препарирования образцов и другие проблемы музейного плана привели к становлению В.И. Степанова как наиболее квалифицированного в нашей стране, а возможно, и за ее пределами, музейного работника в области минералогии. Фактически им не только были найдены эффективные приемы работы с минералогическими коллекциями, но и создана в этом направлении собственная Школа, ученики которой внедрили разработанные им приемы и методики во многих музеях России. Значительное влияние его разработки и методы оказали и на становление ряда серьезных частных минералогических коллекций.

Создание этого собрания, его развитие, а иногда и борьба за его сохранение — это настоящий многолетний подвиг, и Виктор Иванович Степанов без какого-либо преувеличения — подвижник в самом высоком смысле этого слова.

История создания собрания

Личная коллекция 1935—1963 гг. Как и у многих в то время, увлечение Виктора Ивановича минералогией началось с «Занимательной минералогии» А.Е. Ферсмана. По его собственным ироническим воспоминаниям, дочитав «Занимательную минералогию», захлопнув книжку, помчался на кладбище, где в осколках от памятников можно было найти Волынский лабрадорит. И даже дату точную и час вспомнил — 25 августа 1935 года в седьмом часу вечера (Евсеев, 1998; 2014). С этого времени начался сбор личной коллекции, хотя более серьезные и целенаправленные сборы стали делаться, начиная с 1938 г. В 1941 г. Степанов поступил в Горный институт в Свердловске[1]. Вскоре был эвакуирован и за-

[1] — Биографические сведения изложены более подробно в статье И.Е. Максимюк, опубликованной в этом же выпуске журнала.

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 114

Рис. 1. Виктор Иванович Степанов, г. Враца, Болгария. 20 октября 1944 г. Архив В.И. Степанова.

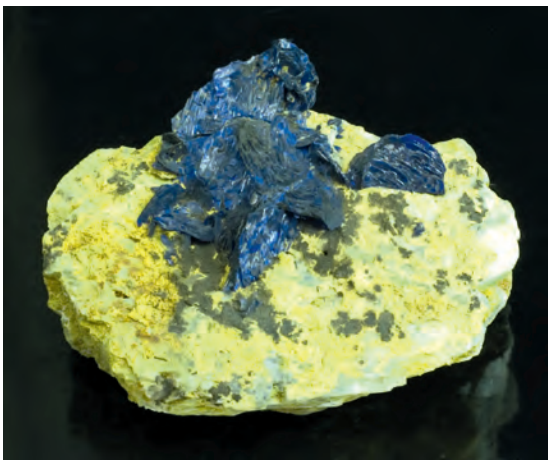
тем призван в Красную армию, воевал, был ранен и после госпиталя продолжал службу в армии переводчиком в Болгарии до 1946 года (рис. 1). Во время службы в армии Виктор Иванович каким-то образом ухитрялся проводить сборы минералов. Из находок этого времени им позже в основную коллекцию были включены отенит и торнбернит из окрестностей села Бухово Софийской области и некоторые образцы из месторождений Родоп. Помимо собственных сборов, в это же время он начал обмениваться образцами с сотрудниками и аспирантами Софийского университета и эти связи сохранялись и развивались до конца его жизни. Сразу после демобилизации из армии в 1946 г. В.И. Степанов поступил в на геологоразведочный факультет Московского геологоразведочного института (МГРИ), а в 1950 г. перевелся на геологический факультет Московского университета и закончил его в 1952 г. Во время обучения Виктор Иванович продолжал активные минералогические сборы в Подмосковье, в Крыму (рис. 2), в геологических экспедициях, где он проходил практику. К этому периоду относятся, например, находки (впервые для Подмосковья) дельвоксита, таковита и других минералов. Позже список подмосковных минералов был существенно расширен (Фекличев, 1998).

Уже в эти годы, помимо формирования своей собственной коллекции, Виктор Иванович передает минералогические экспонаты в крупные минералогические музеи. Так, первые подаренные им в Минералогический музей Академии наук образцы происходят из Болгарии. Они были записаны в систематическую коллекцию в 1946 г., то есть сразу после его демобилизации из армии. Примерно этим же временем датируются экспонаты, переданные в музей МГРИ (ныне Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского). Дары различным музеям Виктор Иванович делал практически на протяжении всей своей деятельности. Отметим, например, что в коллекции основного фонда Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана записано более 1500 образцов, поступивших как дар В.И. Степанова, а в музее МГРИ их около 800. Эти экспонаты являются отдельной частью его наследия и не входят в состав его основного собрания.

По окончании университета Виктор Иванович работает минералогом в Центральном

Рис. 2. Селитра, розетки. Гора Бакла, близ д. Бодрак, Бахчисарайский район, Крым. Образец 5 см. Сбор В.И. Степанова. ММФ № ST1334. Фото: М.М. Моисеев.

Рис. 3. Азурит. Кайракты, Центральный Казахстан. Образец 6 см. Сбор В.И. Степанова, 1953 г. ММФ № ST2010. Фото: М.М. Моисеев.



NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 115

Казахстане (рис. 3). Здесь он знакомится со многими уникальными минералогическими объектами: Кара-Оба, Акчатау, Восточный Коунрад, и посещает целый ряд других, делает массу интереснейших наблюдений, совершенствует мастерство отбора минералов, их препарирования. В архиве В.И. Степанова огромный материал этого времени по месторождениям Центрального Казахстана. Сборы растут быстрыми темпами, и поэтому уже остро встают и решаются Виктором Ивановичем вопросы их документации и систематизации. В 1956 г., продолжая работать в Казахстане, Степанов становится сотрудником отдела минералогии Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) Академии наук.

Музей ИМГРЭ 1964—1985 гг. По предложению основателя и директора Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ) Академии наук К.А. Власова в конце 1963 г. В.И. Степанов переходит на работу в этот институт со специальной целью создания там минералогической коллекции. Таким образом, с 1964 г. начинается новый и наиболее продуктивный этап развития минералогического собрания В.И. Степанова. Его личная коллекция стала основой коллекции ИМГРЭ и приобрела официальный статус Музея ИМГРЭ.

Переход в ИМГРЭ оказался крайне благоприятным для Виктора Ивановича. Незадолго до этого организованный, молодой (в том числе и по составу кадров) институт работал практически на всех наиболее интересных минералогических объектах бывшего СССР, что облегчало Степанову как поездки на эти объекты, так и получение материала оттуда. В аналитических лабораториях работали высококлассные специалисты. Администрация института относилась к его деятельности благожелательно, а большинство сотрудников его всячески поддерживало. Виктору Ивановичу были предоставлены полуподвал в доме рядом с основным на то время зданием ИМГРЭ на Садовнической набережной и еще несколько подвальных и полуподвальных помещений поблизости для размещения коллекций, один помощник (в лучшее время два) и главное — необходимая степень свободы для выполнения его огромного ежедневного (с перерывом на лыжи по воскресеньям) добровольного каторжного труда.

Трудно удержаться от ностальгических воспоминаний об этом подвале, куда к Виктору Ивановичу неизбежно стекались наиболее заинтересованные в своем деле научные сотрудники разных институтов, музейные работники, студенты, школьники, а также коллекционеры минералов и любители камня, причем, не только москвичи. Удивительно, что для каждого у Виктора Ивановича находилось время. Он демонстрировал коллекцию, комментировал особенности или историю находок каких-то минералов, показывал приемы работы, сам много расспрашивал, критически оценивая проделанные исследования или сборы. Часто, обычно в ехидно-ироничной форме, ругал, но в этой ругани решительно никогда не было и мельчайшей доли злости. Протестовавшим против критики нередко говорил: *«Ругаю, потому что думаю, что из тебя может что-то получиться, когда я пойму, что ты безнадежен, я перестану тратить на это время»*. Не скупился Виктор Иванович и на похвалу, если что-то нравилось, и заслужить ее было всегда очень радостно. Охотно разглядывал принесенные на определение образцы минералов, радовался подаркам, активно поощряя к этому посетителей и всячески приветствуя идею приходить к нему с «камнем за пазухой». Посетители, как правило, старались это делать. Посещения и общение с Виктором Ивановичем, его глубокие знания своего дела и клокочущий интерес к нему неизменно оказывали очень сильное вдохновляющее действие. Как говорил А.Г. Жабин: «*Была в Викторе Ивановиче некая ипостась Учителя, критика, пробудителя совести, советника и консультан-*

Рис. 4. Гетчелит. Хайдаркан, Киргизия. 24 см. Дар В.И. Степанова. 1982 г. ММФ № 81823. Фото: М.М. Моисеев.

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 116

Рис. 5. В.И. Степанов на сборах минералов. Подольск, июль 1975 г. Архив В.И. Степанова.

та. К нему всегда шли, ехали люди» (Жабин, 1992). Интересно, что стиль его общения с разными людьми в диапазоне от школьника до академика был практически неизменен, и такой стиль исключал в общении с ним всяческий «официоз».

Таким образом, коллекция ИМГРЭ, не оборудованная и не предполагавшаяся изначально для публичной демонстрации, благодаря деятельности Виктора Ивановича такую функцию выполняла, и посетителей было немало.

Вряд ли можно точно определить, каков был объем коллекции в начале работы В.И. Степанова в ИМГРЭ, но очевидно, что ее наибольшая, как по числу, так и по качеству и по научной значимости, часть была собрана в этот период. В это же время Степановым были сделаны наиболее результативные собственные полевые поездки на месторождения Средней Азии: Хайдаркан (рис. 4), Тюя-Муюн, Чаувай, Джижикрут, а также в Подмосковье (рис. 5), на Кольский п-ов, Кавказ и в Крым. Тогда же у Виктора Ивановича возник особенный интерес к минералогии пещер, и им была собрана отдельная коллекция по этой теме (рис. 6). В этот же период проведены основные эксперименты и выработаны основные приемы работы с коллекцией, о которых речь пойдет ниже.

В 1984 г. ставший незадолго до этого директором Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана А.А. Годовиков пригласил В.И. Степанова перейти работать в музей. Надо отдать должное администрации ИМГРЭ, которая, понимая значение коллекции и необходимость ее наилучшей сохранности, разрешила такой переход Степанова вместе со всем собранием Музея ИМГРЭ.

Виктор Иванович фактически начал работать в Минералогическом музее им. А.Е. Ферсмана уже в 1984 г., активно участвуя в подготовке музея к Международному геологическому конгрессу летом этого года. Документально его перевод на должность руководителя сектора комплектования и научной инвентаризации фондов музея был оформлен в 1986 г. Процесс перемещения коллекции занял несколько лет и был завершен в 1987 г. (рис. 7). В это время Виктор Иванович был уже серьезно болен. К несчастью, ему довелось поработать в музее совсем недолго. В августе 1988 г. его не стало.

Что же было получено музеем к 1987 году? Главной частью явилась наиболее систематизированная и документированная (но не полностью) основная коллекция (коллекция А), включающая более 8500 образцов. Свыше 10000 образцов составила резервная коллекция (коллекция В). Значительная часть последней имеет этикетки, но не имеет каталога. Около 5000 предметов вместе с дубликатами (Никифоров, Шкурский, 1998) содержались в коллекции, посвященной процессам минералообразования в пещерах. Эта коллекция также не имеет каталога и лишь небольшая ее часть снабжена подробной документацией.

Кроме того, в музей были перевезены многочисленные рабочие материалы из ряда подвальных и полуподвальных помещений В.И. Степанова, сложенные изначально или при перевозке в ящики и лотки. Оценить их количество (~ 15000) можно лишь очень приблизительно. Из этих материалов этикетирована лишь небольшая часть, и в основном это этикетки авторов сборов. Это тот материал, из которого В.И. Степановым были выбраны образцы в коллекции А и В. Тем не менее Виктор Иванович не считал его отработанным и постоянно к нему возвращался. Таким образом, объем этой части собрания оказался весьма значительным, и она до сих пор находится обработке.

При поступлении собрания в Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана первоначально было принято неверное, как нам сейчас представляется, решение о записи экспонатов в различные коллекции основного фонда музея в том же порядке, как и другие

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 117

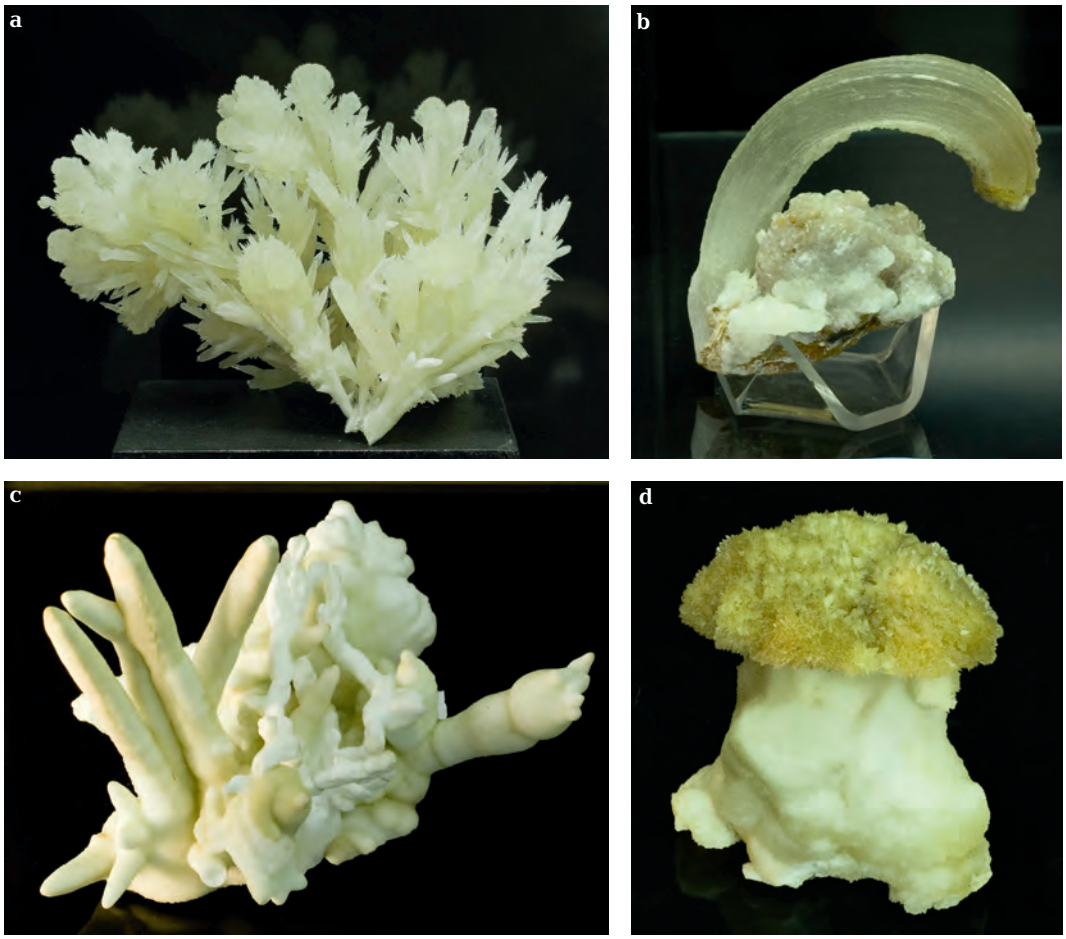


Рис. 6. Минеральные агрегаты пещер, Хайдаркан, Киргизия:
a — кальцит, 20 см;
b — гипс (антолит), 8 см;
c — кальцит (гелектит), 14 см;
d — кальцит (гриб), 15 см.
Коллекция В.И. Степанова.
Фото: М.М. Моисеев.

Рис. 7. В.И. Степанов во дворе Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана в компании работников сектора комплектования фондов музея. 21 мая 1987 г.
В 1-м ряду слева-направо: Б.Б. Шкурский, В.И. Степанов, Т.И. Матросова, Ю.С. Кобяшев;
во 2-м ряду: Д.А. Романов, Д.В. Абрамов.
Фото: А.А. Евсеев.

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 118

Таблица 1. **Число экспонатов и минеральных видов в Российских минералогических собраниях по состоянию на май 1987 года, по данным В.И. Степанова (Степанов, 1989; Степанов и др., 1989)**

	Число экспонатов	Число минеральных видов
Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана, Москва	125000	1968
Музей Ленинградского горного института им. Г.В. Плеханова	34000	1795
Минералогический музей Московского геологоразведочного института (ныне в собрании ГГМ им. В.И. Вернадского)	59000	1100
Коллекция В.И. Степанова (Музей ИМГРЭ)	8500 кол. А 15000 кол В	1297

новые поступления. Около 600 экспонатов коллекции А были записаны именно так, в разбивку. Позже было принято решение исправить это положение и записать коллекцию А как отдельную мемориальную коллекцию основного фонда музея с отдельным каталогом.

Основные статистические характеристики коллекции А

При сопоставлении (по двум из наиболее важных характеристик, которые легко определить количественно) собрания В.И. Степанова с собраниями трех наиболее крупных Российских музеев (табл. 1) видно, что при несколько меньшем общем числе образцов по числу минеральных видов собрание В.И. Степанова вполне с ними сопоставимо. При этом около 100 минеральных видов, имевшихся у Степанова, отсутствовали в коллекциях всех трех упомянутых в таблице 1 музеев. Еще 60 наименований в коллекции А относятся к числу минеральных смесей, а также видов с названиями, официально не признанными Комиссией по новым минералам, номенклатуре и классификации Международной минералогической ассоциации (CNMNC IMA). Около 30 образцов были включены в коллекцию как потенциально новые минеральные виды, и для некоторых из них это предположение уже подтверждено.

Распределение по видовому составу коллекции А приведено в таблице 2. Оно в общих чертах соответствует таковому во многих крупных музеях, что говорит о высокой представительности коллекции и генеральном соответствии этого распределения распространенности минералов в природе.

По географическому распределению наибольшая доля, естественно, приходится на территорию бывшего СССР (6327 образцов около 75%). По республикам СССР распределение следующее: Россия — 4227, Казахстан — 874, Киргизия — 373, Украина — 331, Таджикистан — 257, Узбекистан — 121, Грузия — 117, Азербайджан — 103, Туркмения — 78, Армения — 43, Молдавия — 2 и Белоруссия — 1.

Удивительно обилие зарубежных образцов в этой коллекции (1731 из 70 стран; табл. 3). Очевидно, что слух о Степанове прошел «по всей Земле великой», иначе как объяснить такие поступления в условиях «железного занавеса». По-видимому, этому способствовали его переписка и личные контакты с зарубежными коллекционерами и исследователями. Кроме того, ему привозили и дарили образцы из зарубежья отечественные геологи, бывавшие там в командировках.

Отметим, что в коллекцию А включено также более 300 образцов, привязка для которых пока не установлена.

Из источников поступления в коллекцию А собственные сборы Виктора Ивановича составили около 1350 образцов. Определенно в качестве обмена с отечественными и зарубежными коллекционерами и музеями получено 616 образцов. Большая часть из остальных ~ 6500 образцов — это разного характера дары от не менее, чем 400 исследователей, коллекционеров и любителей камня. Наибольший вклад внесли (передано более 50 образцов) Ю.С. Кобяшев (327), Е.И. Семенов (159), В.Ю. Волгин (153), А.П. Хомяков (89), Л.С. Бородин (88), Б.З. Кантор (85), А.А. Годовиков (82), А.Г. Жабин (75), В.В. Буканов (70), R.V. Gaines (67), А.А. Евсеев (66), Н.Н. Перцев (51).

Ниже охарактеризованы основные подходы, приемы и методы работы по сбору, систематизации и документации коллекции, использовавшиеся В.И. Степановым.

Комплектование коллекции

Собственные сборы. Виктор Иванович был мастером добычи коллекционных образцов минералов. Он приобрел бесценный опыт, как «подобраться» к будущему экспонату, не разрушив его. Интуитивно определял краеугольный камень, вынув который, можно было разобрать, казалось бы, неприступную стенку. Ассортимент его рабочих инструментов был разнообразен, некоторые из них он сам усовершенствовал. Подробнее об этом можно прочесть у Б.З. Кантора (Кантор, 1982; 1988). Степанов был в этих сборах

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 119

Таблица 2. **Распределение по количеству образцов минеральных видов в коллекции А для видов, представленных пятью и более образцами**

1.	Кальцит	295	54.	Микроклин	26	107.	Атакамит	16	160.	Ярозит	12
2.	Кварц	210	55.	Пирохлор	26	108.	Биверит	16	161.	Адамин	11
3.	Сфалерит	148	56.	Рутил	26	109.	Гиббсит	16	162.	Вульфенит	11
4.	Барит	109	57.	Фенакит	26	110.	Пироп	16	163.	Гагаринит	11
5.	Пирит	109	58.	Астрофиллит	25	111.	Родонит	16	164.	Геденбергит	11
6.	Флюорит	96	59.	Золото	25	112.	Бертьерит	15	165.	Гельвин	11
7.	Целестин	91	60.	Медь	25	113.	Вадеит	15	166.	Лазулит	11
8.	Фторапатит	89	61.	Меллит	25	114.	Гюбнерит	15	167.	Лейкофан	11
9.	Киноварь	69	62.	Пектолит	24	115.	Куприт	15	168.	Леллингит	11
10.	Мусковит	69	63.	Витерит	23	116.	Ливингстонит	15	169.	Ломоносовит	11
11.	Циркон	69	64.	Гипс	23	117.	Лопарит	15	170.	Людвигит	11
12.	Натролит	68	65.	Опал	23	118.	Магнезит	15	171.	Монтичеллит	11
13.	Сера	58	66.	Шпинель	23	119.	Маргарит	15	172.	Мурманит	11
14.	Берилл	55	67.	Авгит	22	120.	Поллуцит	15	173.	Пироморфит	11
15.	Малахит	54	68.	Бастнезит	22	121.	Прозопит	15	174.	Уссингит	11
16.	Молибденит	53	69.	Гроссуляр	22	122.	Ринкит	15	175.	Хуанхэит-(Ce)	11
17.	Антимонит	52	70.	Датолит	22	123.	Тальк	15	176.	Эльпидит	11
18.	Диопсид	52	71.	Кобальтин	22	124.	Англезит	14	177.	Бавенит	10
19.	Галенит	51	72.	Ортоклаз	22	125.	Антигорит	14	178.	Бетехтинит	10
20.	Доломит	50	73.	Полилитионит	22	126.	Данбурит	14	179.	Брукит	10
21.	Арагонит	49	74.	Кианит	21	127.	Дравит	14	180.	Вавеллит	10
22.	Халькопирит	46	75.	Кридит	21	128.	Ильваит	14	181.	Варисцит	10
23.	Сидерит	44	76.	Мезолит	21	129.	Лабунцовит	14	182.	Виллиомит	10
24.	Клинохлор	41	77.	Метациннабарит	21	130.	Ловозерит	14	183.	Вилуит	10
25.	Титанит	41	78.	Серебро	21	131.	Манганнептунит	14	184.	Галхаит	10
26.	Топаз	39	79.	Смитсонит	21	132.	Реальгар	14	185.	Гемиморфит	10
27.	Эвдиалит	38	80.	Стильбит	21	133.	Серандит	14	186.	Гетчеллит	10
28.	Арсенопирит	37	81.	Томсонит	21	134.	Шеелит	14	187.	Канасит	10
29.	Лоренценит	34	82.	Волластонит	20	135.	Эшинит-(Ce)	14	188.	Кермезит	10
30.	Эльбаит	34	83.	Гематит	20	136.	Алунит	13	189.	Ксенотим	10
31.	Азурит	33	84.	Корунд	20	137.	Биотит	13	190.	Кукеит	10
32.	Нефелин	33	85.	Лампрофиллит	20	138.	Брусит	13	191.	Лайтакарит	10
33.	Пренит	33	86.	Монацит	20	139.	Виноградовит	13	192.	Манганаксинит	10
34.	Стронцианит	33	87.	Флогопит	20	140.	Вюрцит	13	193.	Манганит	10
35.	Ангидрит	32	88.	Бертрандит	19	141.	Клинтонит	13	194.	Мейонит	10
36.	Висмут	32	89.	Борнит	19	142.	Ненадкевичит	13	195.	Метавивианит	10
37.	Гетит	32	90.	Бритолит	19	143.	Рабдофан	13	196.	Морденит	10
38.	Гейландит	31	91.	Везувиан	19	144.	Ставролит	13	197.	Паризит	10
39.	Магнетит	31	92.	Канкринит	19	145.	Стеллерит	13	198.	Повеллит	10
40.	Хризоберилл	31	93.	Родохрозит	19	146.	Теннантит	13	199.	Сурьма	10
41.	Альбит	30	94.	Анатаз	18	147.	Томсенолит	13	200.	Фаялит	10
42.	Андрадит	30	95.	Кордиерит	18	148.	Фторапофиллит	13	201.	Ферроаксинит	10
43.	Касситерит	30	96.	Церуссит	18	149.	Халькозин	13	202.	Хризоколла	10
44.	Альмандин	29	97.	Андалузит	17	150.	Циннвальдит	13	203.	Шерл	10
45.	Эпидот	29	98.	Висмутин	17	151.	Цумоит	13	204.	Энигматит	10
46.	Анальцим	28	99.	Геарксутит	17	152.	Бербанкит	12	205.	Энстатит	10
47.	Криолит	28	100.	Герсдорфит	17	153.	Бирюза	12	206.	Анапаит	9
48.	Перовскит	28	101.	Жозеит А	17	154.	Ванадинит	12	207.	Виллемит	9
49.	Аурипигмент	27	102.	Катаплеит	17	155.	Колумбит	12	208.	Воджинит	9
50.	Графит	27	103.	Пирротин	17	156.	Ломонтит	12	209.	Вокелинит	9
51.	Содалит	27	104.	Синхизит-(Y)	17	157.	Мышьяк	12	210.	Гадолинит-(Y)	9
52.	Ильменит	26	105.	Чароит	17	158.	Оливин	12	211.	Галлуазит	9
53.	Лепидолит	26	106.	Шабазит	17	159.	Эпидидимит	12	212.	Гидроборацит	9

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 120

Таблица 2. **(Продолжение)**

213. Гидроксиапофиллит	9	267. Веберит	7	321. Галенобисмутит	6	375. Даналит	5
214. Гиролит	9	268. Вуоннемит	7	322. Ганит	6	376. Делафоссит	5
215. Гудмундит	9	269. Галит	7	323. Гаюин	6	377. Дюмортьерит	5
216. Дигенит	9	270. Гидроцинкит	7	324. Геокронит	6	378. Йортдалит	5
217. Клиноптилолит	9	271. Гмелинит	7	325. Герцинит	6	379. Калиборит	5
218. Козалит	9	272. Гриффитит	7	326. Гюролит	6	380. Крандаллит	5
219. Лейкосфенит	9	273. Давидит-(La)	7	327. Деклуазит	6	381. Криолитионит	5
220. Нашатырь	9	274. Дельвоксит	7	328. Джерфишерит	6	382. Криптомелан	5
221. Ортит	9	275. Дельхайелит	7	329. Каолинит	6	383. Кристобалит	5
222. Петалит	9	276. Жадеит	7	330. Клиногумит	6	384. Купротунгстит	5
223. Пимелит	9	277. Каломель	7	331. Кобеллит	6	385. Линарит	5
224. Пиролюзит	9	278. Клиноцоизит	7	332. Крокоит	6	386. Мариалит	5
225. Ральстонит	9	279. Колеманит	7	333. Лейцит	6	387. Мойхукит	5
226. Сильванит	9	280. Коронадит	7	334. Либетенит	6	388. Нептунит	5
227. Теллуровисмутит	9	281. Ксонотлит	7	335. Лизардит	6	389. Пенквилксит	5
228. Терскит	9	282. Кубанит	7	336. Маунтинит	6	390. Пироксмангит	5
229. Уваровит	9	283. Ловенит	7	337. Мелинофан	6	391. Пирофанит	5
230. Хлоритоид	9	284. Марказит	7	338. Миметит	6	392. Планшеит	5
231. Хондродит	9	285. Метастибнит	7	339. Нагиагит	6	393. Ректорит	5
232. Чкаловит	9	286. Митридатит	7	340. Надорит	6	394. Розазит	5
233. Эглестонит	9	287. Накрит	7	341. Натроярозит	6	395. Розелит	5
234. Батисит	8	288. Нарсарсукит	7	342. Никелин	6	396. Рокбриджеит	5
235. Бедантит	8	289. Неотокит	7	343. Нордит	6	397. Ртуть	5
236. Бетафит	8	290. Олигоклаз	7	344. Пахнолит	6	398. Сажинит-(Ce)	5
237. Биндгеймит	8	291. Пинноит	7	345. Пильзенит	6	399. Сапфирин	5
238. Брушит	8	292. Пироаурит	7	346. Пирофиллит	6	400. Сервантит	5
239. Бустамит	8	293. Пумпеллиит	7	347. Прустит	6	401. Скуттерудит	5
240. Диаспор	8	294. Пурпурит	7	348. Раит	6	402. Спуррит	5
241. Идриалит	8	295. Пьемонтит	7	349. Сапонит	6	403. Стронциоапатит	5
242. Ильменорутил	8	296. Рансьеит	7	350. Семсеит	6	404. Суанит	5
243. Ингодит	8	297. Сейдозерит	7	351. Станнин	6	405. Таленит	5
244. Ковеллин	8	298. Сенармонтит	7	352. Тайниолит	6	406. Талнахит	5
245. Корнерупин	8	299. Сколецит	7	353. Тетранатролит	6	407. Тиролит	5
246. Лабрадор	8	300. Скородит	7	354. Ульманит	6	408. Тихоненковит	5
247. Манганотанталит	8	301. Спессартин	7	355. Умангит	6	409. Тодорокит	5
248. Мизерит	8	302. Ссайбелиит	7	356. Уэвеллит	6	410. Триплит	5
249. Микролит	8	303. Стибиотанталит	7	357. Ферьерит	6	411. Тунгстит	5
250. Миллерит	8	304. Стильпномелан	7	358. Форстерит	6	412. Тунгусит	5
251. Парагонит	8	305. Таранакит	7	359. Франкеит	6	413. Тундрит	5
252. Петцит	8	306. Торит	7	360. Хиолит	6	414. Улексит	5
253. Селлаит	8	307. Федорит	7	361. Хризотил	6	415. Фергусонит	5
254. Силлиманит	8	308. Ферсманит	7	362. Хромит	6	416. Фольбортит	5
255. Титанклиногумит	8	309. Флюэллит	7	363. Эвксенит-(Y)	6	417. Фрейбергит	5
256. Цоизит	8	310. Циркелит	7	364. Энаргит	6	418. Фторфлогопит	5
257. Шамозит	8	311. Эканит	7	365. Эрионит	6	419. Хантит	5
258. Шорломит	8	312. Акантит	6	366. Юкспорит	6	420. Хлорапатит	5
259. Эпистолит	8	313. Акташит	6	367. Бадделеит	5	421. Цианотрихит	5
260. Алтаит	7	314. Анкерит	6	368. Беловит	5	422. Цинкенит	5
261. Амблигонит	7	315. Аурихальцит	6	369. Бисмоклит	5	423. Чёрчит	5
262. Анортит	7	316. Баритолампрофиллит	6	370. Браунит	5	424. Щербаковит	5
263. Байлдонит	7	317. Бериллит	6	371. Вивианит	5	425. Эвклаз	5
264. Бернессит	7	318. Бета-ломоносовит	6	372. Висмутотанталит	5	426. Элит	5
265. Буланжерит	7	319. Вакабаяшилит	6	373. Гармотом	5		
266. Бурнонит	7	320. Валентинит	6	374. Гессит	5		

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 121

Таблица 3. **Распределение по числу образцов из зарубежных по отношению к бывшему СССР стран для коллекции А**

1.	США	139	19.	Бразилия	26	37.	Заир	8	55.	Ирландия	2
2.	Германия	136	20.	Норвегия	26	38.	Чили	7	56.	Исландия	2
3.	Болгария	123	21.	Словакия	25	39.	Перу	6	57.	Непал	2
4.	Венгрия	112	22.	Австрия	24	40.	Турция	6	58.	Северная Корея	2
5.	Китай	110	23.	Швеция	22	41.	Боливия	5	59.	Бельгия	1
6.	Дания	100	24.	Великобритания	22	42.	Швейцария	5	60.	Бирма	1
7.	Чехия	91	25.	Франция	19	43.	Аргентина	4	61.	Габон	1
8.	Индия	62	26.	Мадагаскар	16	44.	Пакистан	4	62.	Замбия	1
9.	Монголия	61	27.	Намибия	16	45.	Уганда	4	63.	Иран	1
10.	Канада	55	28.	Гвинея	15	46.	Танзания	4	64.	Кения	1
11.	Марокко	54	29.	Куба	14	47.	ЮАР	4	65.	Малави	1
12.	Япония	51	30.	Мозамбик	13	48.	Вьетнам	3	66.	Малайя	1
13.	Мексика	47	31.	Финляндия	13	49.	Греция	3	67.	Судан	1
14.	Румыния	45	32.	Афганистан	11	50.	Зимбабве	3	68.	Тайвань	1
15.	Италия	44	33.	Югославия	11	51.	Колумбия	3	69.	Тунис	1
16.	Польша	40	34.	Испания	9	52.	Македония	3	70.	Чад	1
17.	Алжир	34	35.	Сербия	9	53.	Сомали	3	71.	Антарктида	1
18.	Конго	28	36.	Австралия	8	54.	Шри Ланка	3	72.	Индийский океан	1

поразительно неутомим. Проливной дождь часто не мог оторвать его от работы (надевал плащ и радовался, что не надо промывать образцы). Остановить его при сборе минералов могло разве только наступление темноты. Всегда старался взять максимум материала, который мог добыть и унести, но при этом препарирование (формовку) начинал прямо на месте («если расколется, испортишь образец, то будет еще шанс добыть новый»). Собранный материал по качеству сортировал позже («Не клади лучшие образцы отдельно от остальных — потеряешь», — не раз потом пеняли себе не слушавшие совета).

Отдельная категория собственных сборов В.И. Степанова — это находки в развалах и, в буквальном смысле, на помойках научных институтов, куда рабочие коллекции выбрасывались (нередко вместе с этикетками и аналитической информацией) сотрудниками, потерявшими после публикаций к ним интерес (рис. 8, 9). В ряде таких случаев заботу о сохранении оригиналов их исследований брал на себя В.И. Степанов. Его постоянная разъяснительная работа делала свое дело, и, по крайней мере, в ИМГРЭ к рабочим материалам стали относится ответственнее.

Просмотр коллекций исследователей и коллекционеров, агитация за передачу экспонатов в коллекцию. Виктор Иванович систематически совершал обход и инспекцию по части нового материала коллег по ИМГРЭ, а также сотрудников других институтов и музеев. Был легок на подъем, охотно приезжал к коллекционерам на дом, даже если коллекционером был недавно начавший собирать минералы школьник. Разглядывая демонстрируемые сборы, и сам расспрашивал, и де-

Рис. 8. Молибденит. Изумрудные Копи, Средний Урал. Кристаллы до 4 см. Найден на свалке Свердловского Горного Института. 1941 г. ММФ № ST78138. Этикетки В.И. Степанова (слева) и Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана (справа). Фото: М.М. Моисеев.

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 122

Рис. 9. Индит. Обильные черные зерна в «деревянистом олове» — касситерите. Рудопроявление Джалинда, Приморье. Образец 3.5 x 2 см. Из колл. Г. Комаровой, развал ИГЕМ. 1976 г. ММФ № ST595. Этикетка В.И. Степанова (слева — лицевая сторона, справа — оборот). Фото: М.М. Моисеев.

лал интересные комментарии, нередко рассказывая авторам об их сборах то, о чем они и не подозревали. Часто рука его автоматически тянулась к бумаге, и параллельно с рассказом он писал автору этикетки на его образцы. Это приводило к тому, что ему не только охотно отдавали интересующие его образцы, но и впоследствии старались «заполучить Степанова» к себе и продемонстрировать новые находки, а также сами приходили к нему, приносили минералы для консультации и в дар, с нетерпением ждали оценки и гордились, если подарок оказывался достойным быть включенным в его коллекцию. Хотя очень часто в общении с коллекционерами Виктор Иванович не только «конфисковывал» понравившиеся ему штуфы, но и предлагал посетителю образцы из своих дубликатов, такие ситуации вряд ли могут рассматриваться как обмен (в котором он понимал толк) и даже не столько в силу неравноценности передаваемых образцов, сколько в силу намерений обеих сторон. Такие поступления правильнее рассматривать как дары. Характерным примером может быть передача В.И. Степанову лучшей части коллекции Московского областного педагогического института (МОПИ), собранной целой группой активных студентов. В институт при этом им были переданы образцы для учебных практических занятий. Вообще, коллекционеров Виктор Иванович очень ценил, придавал общению с ними большое значение и, как мог, помогал считая, что «коллекционеры это почва, на которой растут музеи». В отличие от распространенного, к сожалению, в то время в некоторых музеях государственных учреждений (по крайней мере, геологического профиля) скудоумного тезиса «коллекционеров подальше от музея».

Обмен. Когда дело доходило до целенаправленного обмена, с отечественными коллекционерами он происходил, как правило, на базе равнозначной (не денежной) ценности обмениваемых образцов. Нередко эквивалент не определялся или не отслеживался, в особенности при обмене с постоянными корреспондентами. Зарубежные коллекционеры обычно предпочитали оценивать обмениваемые образцы по их приблизительной рыночной стоимости за рубежом. К такому варианту Виктор Иванович тоже был подготовлен, имея представление о конъюнктуре зарубежного рынка. Редкий, но очень выгодный обмен происходил с совсем немногочисленными в советское время минералогическими дилерами. Например, коллекционер И. Богуцкий, торговавший минералами на Птичьем рынке в Москве, охотно обменивал один или несколько ценных образцов на множество малоценных или даже на отходы от препарирования образцов.

Приобретения практически отсутствуют в коллекции Виктора Ивановича (бюджет института их не предусматривал), за исключением тех случаев, когда для получения образца он жертвовал свою собственную зарплату.

Препарирование

Формовка образцов в конце 19 и начале 20 века была стандартом подготовки минералогических образцов для коллекций. Даже в руководствах по полевой геологии рекомендовались размеры представительных образцов. К середине 20 века эта практика фактически полностью исчезла в СССР, но была возрождена В.И. Степановым. Помимо формовки и механического препарирования, Виктор Иванович много экспериментировал с кислотами и разработал ряд своих методов обработки образцов минералов. Особенное удовольствие ему доставляло наблюдать реакцию коллекционера на демонстрацию когда-то выкинутого им камня, который после препарирования оказался замечательным штуфом и мог занять достойное место в любой коллекции. Насколько нам известно, В.И. Степанов был единственным в СССР среди музейных сотрудников и коллекционеров, кто широко пользовался препарированием образцов, а те, кто стал это делать позже, прошли его школу. Интересно, что в то время среди музейного

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 123

сообщества находились и принципиально возражавшие против любого препарирования. Тезис «все должно сохраняться в первоначальном виде» доводил, бывало, до абсурда, когда в музейные коллекции попадали образцы, не очищенные ото мха или даже просто от грязи.

Диагностика и изучение минералов

Большинство сталкивавшихся с Виктором Ивановичем людей более всего поражало его умение визуальной диагностики минералов. Во многих воспоминаниях именно это его качество вынесено на первое место или указывается как его главное достижение, что, по нашему представлению, не совсем правильно. Это действительно замечательное умение (Виктор Иванович был, без сомнения, самым умелым и точным диагностом) являлось следствием его глубоких знаний предмета минералогии, многочисленных и постоянных наблюдений, замечательной памяти и упорного труда с самой собранной коллекцией. Это умение позволяло ему не пропустить при работе в поле или осмотре коллекций интересный или новый материал и определить то, что наиболее достойно дальнейшего изучения. Сам он отлично понимал пределы возможностей визуальной диагностики и всегда, когда мог, пользовался инструментальными методами для проверки. При комплектовании коллекции предпочтение отдавалось образцам изученным. Виктор Иванович хорошо разбирался в методах анализа минералов, был в постоянном контакте со многими аналитиками (химиками, специалистами по рентгеновскому анализу и другими), сам владел оптическими методами и хорошо представлял типовые аналитические ошибки. Более 30 образцов значатся в коллекции как «минерал х». Так В.И. Степанов обозначал минералы, попытки диагностики которых привели его к заключению, что, вероятно, они являются новыми минеральными видами (соответствующий комментарий дан в этикетке). Для некоторых эта догадка уже подтвердилась, например, для хайдарканита. Часть из этих образцов еще исследуется, другие — ждут того же. Доля изученных образцов в собрании В.И. Степанова является наиболее высокой не только по сравнению с отечественными музейными собраниями и частными коллекциями, но, по-видимому, и с зарубежными. Кроме того, велик потенциал его собрания для получения новых данных о минералах.

Систематизация коллекции

Движение материала. Поступившие образцы проходили многократную «фильтрацию». Из массы общих сборов выбирались по различным признакам наиболее интересные. Из этой части по принципам видового и внутривидового разнообразия, изученности и эстетичности отбирались экспонаты в коллекцию А, которая таким образом становилась систематической. Из остававшихся в первоначальной выборке образцов составлялась коллекция В. То, что не попадало в первые две категории, В.И. Степанов называл иногда коллекцией С. Это многократные дубликаты и образцы более низкого качества, по представлениям на момент селекции. После многократного разбора они все равно не выкидывались, хотя и занимали наибольший объем, размещаясь в нескольких подвалах сложенными в ящики, а иногда и без них. Степанов многократно возвращался к этой части С, время от времени выбирая из нее новые поступления в коллекции А и В, так как представления о значимости минералогических образцов менялись, появлялась новая информация о них или о месторождениях. По наблюдению самого Виктора Ивановича, после выборки из коллекции В в коллекцию А, образцы оставшиеся более характеризовали вариации минеральных видов, характерные для мест их находок. Таким образом, коллекция В по логике отбора материала в нее и из нее оказалась близким аналогом коллекции месторождений в Минералогическом музее им. А.Е. Ферсмана РАН. Перемещения образцов в обратном направлении А → В → С также случались при появлении новых сборов или информации.

Определение места образца в коллекции. Составляя коллекцию, Виктор Иванович имел точное представление о том, почему этот экспонат отобран, какие особенности минерального вида или его генезиса отображает и какое у него должно быть место в коллекции. Для формализации этих представлений им среди прочего была разработана шкала качества экспонатов (Степанов, 2001). В этой шкале натурный образец оценивался отдельно по трем категориям: редкости, изученности, эстетичности. Для каждой из этих категорий была предусмотрена 10-бальная шкала. В смысле редкости 10 баллов получал представленный единственным образцом минеральный вид; в смысле изученности голотип минерального вида, а по эстетичности (более субъективный предмет) — например, эффектная и композиционно удачная друза

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 124

кристаллов без единого повреждения. Другие баллы также были детально расписаны и определены[2]. Такой подход (определение трех цифр) существенно облегчал оценку образца музейным работником. У самого же Виктора Иванович оценка проходила интуитивно.

Основное внимание В.И. Степановым уделялось систематизации коллекции А. Минеральные виды в ней были традиционно расположены по общей химико-структурной систематике (хотя исходя из условий хранения, он часто обсуждал идею расположения их в алфавитном порядке). Внутри вида последовательность была не географическая, как это принято во многих музеях, а определялась его разнообразием. Сначала размещались штуфы, характеризующие морфологическое разнообразие вида (морфологии как индикатору условий образования минералов В.И. Степанов придавал огромное значение), затем выстраивались разновидности по химическому составу, цвету и другим свойствам, а далее — образцы, характеризующие различные минеральные ассоциации этого вида. Такой порядок обеспечивал легкость сравнения при поступлении нового материала или переработке старого и определения целесообразности дополнений.

Документация коллекции

Документации (на музейном языке — научной инвентаризации) коллекции Виктор Иванович придавал огромное значение. Результат оказался соответствующим — это и на настоящее время наиболее документированное минералогическое собрание. Главным средством документации у В.И. Степанова была *научная этикетка*. На этикетку выносились не только номер по каталогу, название, географическая привязка и источник поступления (обычная музейная практика), но и краткое (а иногда и развернутое), очень четкое описание образца с ремарками о его качестве и значении, времени сбора, авторе сбора, характере поступления, сведения о наличии аналитической информации к образцу (иногда и результаты анализов), необходимые условия хранения и ряд других данных. Другими словами, на этикетку выносился максимум информации — все, что этот кусочек бумаги мог вместить (рис. 9). Для увеличения емкости этикетки и сокращения времени ее написания Степановым была разработана и применена продвинутая система условных обозначений (специальные значки, сокращения, разного рода подчеркивания). Была составлена схема таких обозначений. Емкость этикеток возросла многократно, а хранение их вместе с образцами давало возможность при просмотре экспонатов собрания оперативно получить об образце информацию, часто сопоставимую с изложенной в научных статьях. Фактически этикетка стала концентрацией многостороннего подхода к минералогическому экспонату, раскрывая индивидуальные его особенности, научную значимость и, если такое имелось, связь с историческими событиями. Этот подход был новым для мировой минералогической музейной практики.

Другим средством документации был каталог, который у В.И. Степанова также был более детален, чем музейные каталоги того времени, но в целом менее подробен, чем его этикетки (и не все образцы даже из коллекции А оказались в него включены). Очевидно, что у Виктора Ивановича просто физически не хватало времени обеспечить полный объем музейной документации. Все же завершенной части каталога вполне достаточно, чтобы понять, как такой каталог должен вестись с точки зрения Степанова, а именно, содержать по меньшей мере всю ту информацию, что имеется в этикетке. Сравнение этикеток В.И. Степанова с типовой этикеткой

Рис. 10. Этикетки Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана до (a) и после (b) работы в музее В.И. Степанова.

[2] — Полностью шкала приведена в статье И.Е. Максимюк, опубликованной в этом же выпуске.

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 125

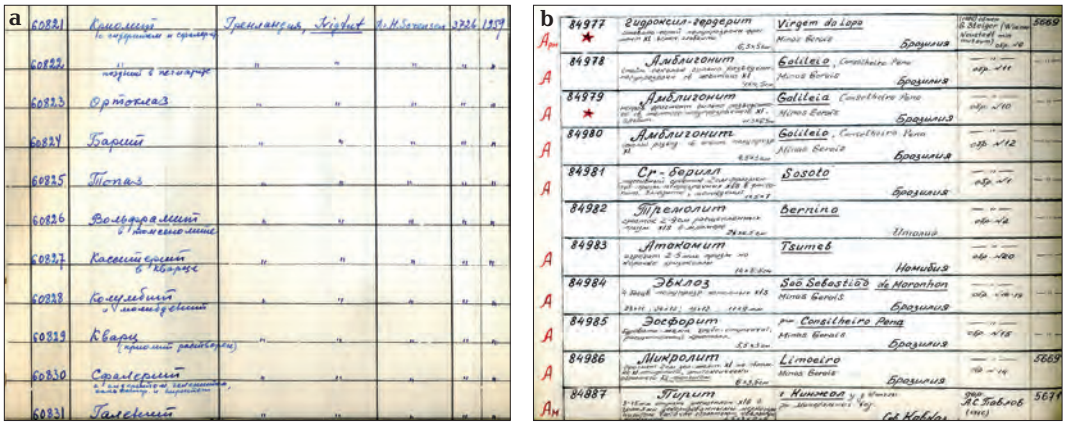
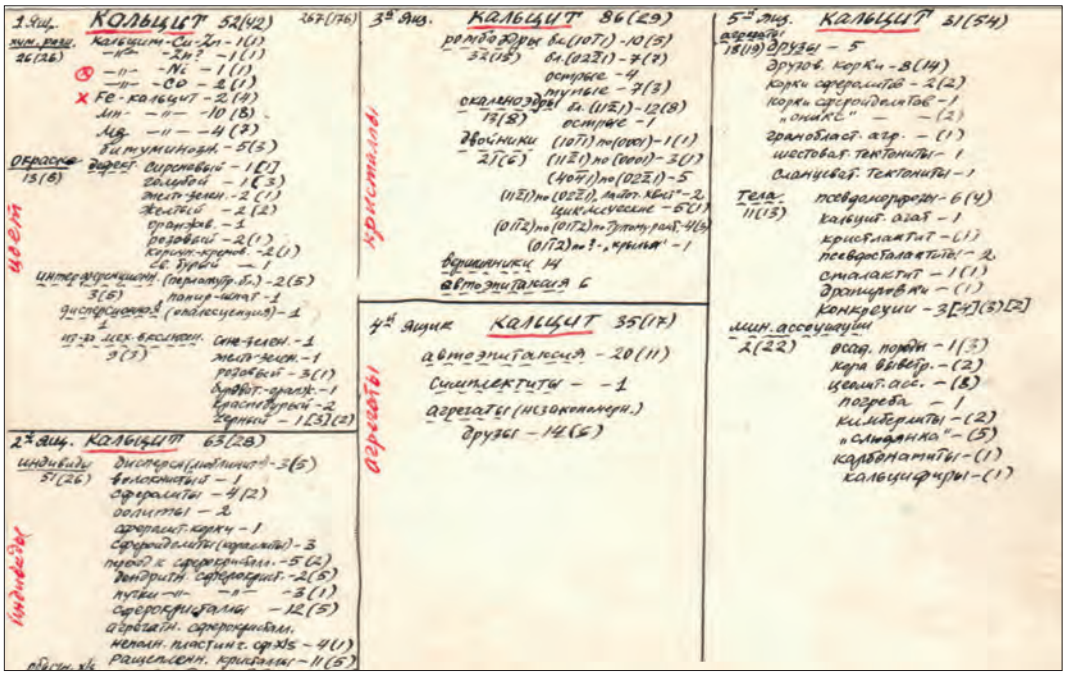


Рис. 11. Страницы музейного каталога до (a) и после (b) работы В.И. Степанова в Минералогическом музее им. А.Е. Ферсмана.

Минералогического музея Академии наук того времени и этикеткой этого же музея после работы в нем Виктора Ивановича (рис. 10*a*, *b*), а также сравнение страниц музейного каталога до (рис. 11*a*) и после (рис. 11*b*) появления Степанова в музее дает некоторое представление о том, как его деятельность повлияла на работу одного из главных минералогических музеев страны.

Еще одной интересной особенностью документации собрания В.И. Степанова были списки (своеобразный аналог принятых в музейной практике топографических описей), которые вкладывались в каждое индивидуальное место хранения (лоток). В этих списках для каждого минерального вида указывалось общее число образцов в лотке, а также сведения о том, сколько из них характеризуют тот или иной морфологический тип, определенные разновидности, псевдоморфозы, ассоциации, месторождения и тому подобное (рис. 12). При размещении нового материала в списки тут же вносились исправления. Такой способ документации,

Рис. 12. Топоопись образцов кальцита из коллекции В.И. Степанова.



NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 126

Рис. 13. Экспозиция «Минералогия пещер» в Минералогическом музее им. А.Е. Ферсмана. Фото: М.М. Моисеев.

также являющийся новым, позволял легко увидеть представительность коллекции по каждому минеральному виду, как и имеющиеся в ней пробелы. В лоток с началом каждого крупного таксона систематики вкладывался список минеральных видов этого таксона и/или его подразделения с указанием мест их (видов) хранения.

Все это вместе с этикетками работало как своеобразная база данных, которой можно было пользоваться непосредственно при просмотре коллекции.

Экспозиционная работа

На этапе Музея ИМГРЭ не существовало постоянной экспозиции этого собрания. Отдельные тематические временные выставки делались В.И. Степановым в вестибюле института или других помещениях. Но даже за короткий период работы в Минералогическом музее им. А.Е. Ферсмана Виктор Иванович успел показать, что является мастером и в этом деле. В 1984 г. наряду с директором музея А.А. Годовиковым он был основной движущей силой при подготовке музея к Международному геологическому конгрессу, создавая и воссоздавая экспозиции после длительного ремонта. Он является автором (и основным поставщиком экспонатов) постоянной экспозиции «Минералогия пещер», которая, помимо ее научной значимости, стала еще и украшением музейного экспозиционного зала (рис. 13). Не имеющая аналогов выставка «Формы нахождения минералов», демонстрирующая систематику индивидов и агрегатов минералов по их морфологии и способу образования или изменения, создана им совместно с А.А. Годовиковым (Формы..., 2003). Уже после смерти Виктора Ивановича по принципу организации его коллекции А в музее создана экспозиция «Разнообразие минеральных видов», на которой выставлена немалая часть образцов из его коллекции.

Говоря об образцах Виктора Ивановича на экспозициях Минералогического музея, можно оценить их качество по такому критерию: соотношение числа выставленных на экспозиции экспонатов к общему числу переданных у Степанова является самым высоким среди дарителей музея.

Общественное значение коллекции В.И. Степанова

Однажды, на вопрос, что сам он считает наиболее важным в своей коллекции, Виктор Иванович ответил, что это «ее общественное (социальное) значение». Ответ тогда показался неожиданным, но как ясно сейчас, совершенно справедливым.

Это собрание создавалось на протяжении приблизительно половины века (1938 – 1985 гг.). На это время пришелся расцвет геологических (и в том числе минералогических) исследований в СССР, разведка и отработка подавляющего большинства месторождений полезных ископаемых, на которые тогда доступ был относительно легок. Страна, поставившая целью ни в каком сырье не зависеть от внешних источников, заказывала работы по изучению руд и извлечению почти всех химических элементов, а также неметаллических полезных ископаемых.

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 127

Но в тот же период в нашей стране наблюдался резкий упадок интереса к собиранию и изучению минералогических коллекций. В университетах и других учебных институтах больше не закупали коллекции минералов, бывшие ранее непременным атрибутом обучения даже в негеологических вузах. Исчезло преподавание минералогии в школах. Резко уменьшилось число коллекционеров-любителей (в какие-то годы почти до нуля). Интерес (в том числе коммерческий) к минералогическим образцам как предмету коллекционирования пропал. Произошел спад и в минералогической музейной работе. У сотрудников научно-исследовательских институтов (в подавляющем большинстве) не было мотивации к сохранению уже изученного ими материала. Сейчас даже трудно представить, какая часть великолепных штуфов и интереснейшего для изучения материала попала тогда вместо музеев и коллекций в отвалы просто из-за отсутствия заинтересованных в их сборе лиц. А ведь в это время, зачастую, для того чтобы получить образец, требовалось лишь просто нагнуться и подобрать его.

Собранная в такое время коллекция, в которой не только сохранены образцы с уже недостижимых объектов, но и содержится существенный объем информацией о них, безусловно, имеет и научное, и общественное, и, без преувеличения, историческое значение.

Важным является также и то, что личность Виктора Ивановича Степанова, его собрание и его идеи оказали очень большое влияние на развитие музейного дела в области минералогии и на появление новых коллекционеров минералов. Совершенно справедливо замечание И.В. Пекова (устный доклад в Минералогическом музее им. А.Е. Ферсмана на заседании, посвященном 90-летию со дня рождения В.И. Степанова, январь 2014 г.) о том, что многое из того, что сегодня представляется нам, ученикам В.И. Степанова, очевидным, совершенно естественным и как бы всегда существовавшим в минералогическом музейно-коллекционном деле, было впервые предложено или впервые четко сформулировано именно им и воплощено в его коллекции.

Таким образом, Виктором Ивановичем Степановым, практически в одиночку, и в условиях, казалось бы, никак этому не способствующих, не только собрана выдающаяся во многих отношениях коллекция, но и создана и внедрена в практику стройная и логичная концепция музейной деятельности в области минералогии. Опыт, сделавший его наиболее квалифицированным и не превзойденным пока мастером минералогического музейного дела, является нам, минералогам и музейным работникам, и примером, и упреком, и руководством к действию.

Авторы выражают благодарность М.М. Моисееву, Н.А. Моховой, А.А. Евсееву, Д.А. Романову и Е.А. Борисовой за помощь при подготовке статьи.

Литература

Евсеев А.А. В.И. Степанов о себе (экспресс-интервью В.И. Степанова в день его рождения 7 января 1987 г., на обдумывание ответа давалось 30 сек.) // Среди минералов (альманах). М.: Минерал. музей им. А.Е. Ферсмана РАН. **1998**. С. 75—81.

Евсеев А.А. Виктор Иванович Степанов // URL: http://geo.web.ru/druza/page-1-19/page-16.html (дата обращения 19.09.2014).

Жабин А.Г. Блестящий минералогический талант // Зап. ВМО. **1992**. Ч. CXXI. № 1. С. 116—120.

Кантор Б.З. Коллекционирование минералов. М.: Недра. **1982**. 173 с.

Кантор Б.З. Воспоминани о Викторе Ивановиче Степанове // Новые данные о минералах. **1988**. Вып. 35. С. 219—221.

Никифоров А.Б., Шкурский Б.Б. Коллекция В.И. Степанова в фондах Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН // Среди минералов (альманах). М.: Минерал. музей им. А.Е. Ферсмана РАН. **1998**. С. 59—64.

Степанов В.И. Минеральные виды, хранящиеся в крупнейших минералогических музеях СССР // Старейшие минералогические музеи СССР / Очерки по истории геологических знаний. М.: Наука. **1989**. Вып. 25. С. 154—226.

Степанов В.И. Шкала качества образцов // Среди минералов (Альманах). М.: Минерал. музей им. А.Е. Ферсмана РАН. **2001**. С. 43.

Степанов В.И., Попова Е.Е., Девнина Н.Н. Дополнение к перечню минеральных видов, хранящиеся в крупнейших минералогических музеях СССР // Старейшие минералогические музеи СССР / Очерки по истории геологических знаний. М.: Наука. **1989**. Вып. 25. С. 227—233.

Фекличев В.Г. Минералогическое разнообразие Подмосковья // Среди минералов (альманах). М.: Минерал. музей им. А.Е. Ферсмана РАН. **1998**. С. 103—112.

Формы нахождения минералов. М.: Ассоциация Экост. **2003**. 64 с.

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 128

Персоналии

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 129

УДК 549(092)

О ДОПОЛНЕНИИ К БИОБИБЛИОГРАФИИ А.Е. ФЕРСМАНА

М.Е. Раменская
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, ramuza@yandex.ru

В статье приводятся доводы в пользу необходимости издания дополнений к биобиблиографии академика А.Е. Ферсмана, рассказывается об особенностях подготовки материала для такого издания. Рассмотрена динамика публикаций, посвящённых А.Е. Ферсману, подчёркивается необходимость переиздания его научно-популярных книг.
В статье 2 рисунка, список литературы из 17 названий.
Ключевые слова: А.Е. Ферсман, биобиблиография, публикации.

В свет вышло всего две биобиблиографии А.Е. Ферсмана (1883—1945). Первую прижизненную биобиблиографию в серии «Материалы к биобиблиографии учёных СССР» выпустила Книжная палата (Александр Евгеньевич Ферсман, 1940); вторая, в той же, но уже академической серии опубликована после празднования 80-летия со дня рождения учёного (Александр Евгеньевич Ферсман, 1964). Выпуск не был приурочен к самому юбилею, по всей вероятности, затем, чтобы были учтены юбилейные материалы. В 2014 году исполняется 50 лет со дня выхода в свет этой последней Ферсмановской биобиблиографии.

Библиографии, в том числе биобиблиографии конкретных лиц, то есть, перечни как трудов данного автора, так и публикаций о нём и его работах, выпускаются не только для учёта вышедшей в свет литературы о данном лице. Это — важнейший инструмент исследователя, стремящегося ознакомиться с темой как можно шире, охватить весь имеющийся печатный материал. Понятно, что, если значение деятельности А.Е. Ферсмана ещё не ушло в прошлое, такой длительный срок сам по себе — причина составить к библиографии дополнение. Но 125-летие со дня рождения учёного показало, что, с одной стороны, в представлениях о деятельности А.Е. Ферсмана возникли новые аспекты, а с другой — забыты некоторые подробности его научной деятельности и заслуг. На этом основании автор начал работу по учёту публикаций, связанных с деятельностью учёного и её оценкой, вышедших в свет после 1964 года. Использованы данные всех номеров реферативных журналов «Геология» и «География», вышедших с их основания поныне, и каталоги крупнейших отечественных библиотек — Российской государственной библиотеки (РГБ), Библиотеки естественных наук (БЕН РАН), библиотек МГУ, ФГУП ВИМС и ИГЕМ РАН. В 2010 г. на Ферсмановской научной сессии в Апатитах были доложены первые результаты. Список обнаруженных публикаций, а именно 228 названий работ, посвящённых А.Е. Ферсману, и свыше 30 названий его собственных работ, был опубликован в Трудах сессии (Раменская, 2010).

Ввиду того, что после 1991 г. с отменой цензуры необязательным стало высылать все выходящие издания в Книжную палату, а значит, местные публикации перестали быть всеобщим достоянием, автор разослал некоторым участникам юбилейных Ферсмановских чтений 2008 г. списки обнаруженных материалов с просьбой сообщить известные им отсутствующие данные, однако, ни одного ответа не получил. После 2010 г. автор обратился к каталогам более мелких библиотек. Посетил ради этого и Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН. Оказалось, что в архиве музея хранится картотека публикаций и публичных выступлений как самого Александра Евгеньевича, так и о нём, которую вела его вдова Екатерина Матвеевна Ферсман (1902—1980). За это сведение мы чрезвычайно благодарны сотрудницам музея Т.М. Павловой и Г.А. Осолодкиной. С любезного разрешения директоров музея, сначала М.И. Новгородовой, а затем В.К. Гаранина, мы ознакомились с данными, заключёнными в четырёх каталожных ящиках, и выяснили, что к 2010 г. нами было учтено менее половины публикаций. Среди обнаруженных публикаций, кроме работ, вышедших в свет после 1964 г., есть и более ранние. В настоящее время полный список не попавших в биобиблиографию 1964 г. работ составляет свыше 50 названий трудов А.Е. Ферсмана и более 400 работ о нём (причем последние — не считая 170 с лишним газетных статей). Осталась, кроме учёта изданий 2011—2013 годов, самая трудоёмкая работа — сверить списочные названия с соответствующими публикациями, имеющимися в библиотеках. Около 250 названий удалось выверить в библиотеке МГУ, свыше 140 — требуют поиска в других библиотеках.

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 130

Это, в основном, не попавшие в старые библиографии отзывы о публикациях А.Е. Ферсмана и анонсы его книг. Если анонсы большого интереса не представляют и могут быть из библиографии исключены, то отзывы современников почти через 70 лет после смерти учёного обойдены быть не могут. Конечно, не все они напечатаны в специальных статьях. В монографиях, собраниях документов, дневниках учёных и других капитальных изданиях могут быть упоминания имени или оценка той или иной работы учёного. Например, из переписки В.И. Вернадского с Б.Л. Личковым видно, что последний довольно пренебрежительно отзывается о первых двух томах «Геохимии» А.Е. Ферсмана, тогда как третий том, посвященный геоэнергетической теории, оценивает очень высоко. Но переписка эта ни по каким параметрам не может быть включена в биобиблиографию А.Е. Ферсмана, и, по-видимому, к дополнению придётся составить приложение со списком таких изданий, включая статьи, чтобы читатель смог найти в них в результате простого просмотра или по именному указателю сведения об учёном, не публиковавшиеся специально.

Библиограф, конечно, не обязан прочитывать всё, что он включил в библиографию, но невольное знакомство с материалом всё же происходит. Некоторые статьи просто невозможно не прочесть. Позвольте остановиться на самых ярких сведениях, полученных в процессе работы над библиографией.

Пожалуй, наиболее полно и лаконично оценка деятельности А.Е. Ферсмана сформулирована журналом «Химия и жизнь» (Академик..., 1967): *«Минералог и геохимик, организатор освоения подземных богатств Кольского полуострова и Кара-Кумов, Урала и Забайкалья, инициатор внедрения аэрофотосъёмки в научные изыскания, автор капитальных трудов по геологии и геохимии и писатель, чьими научно-популярными книгами зачитывается молодёжь...»*. Эти слова дополнены цитатами из работ самого Александра Евгеньевича, из которых он виден как экономист и организатор комплексной добычи и переработки природных ресурсов, и в которых звучит забота об охране последних от хищнического использования.

Но всё это мы об А.Е. Ферсмане знаем. Как знаем и то, что он был среди инициаторов преподавания в высшей школе географии как основного, а не вспомогательного предмета и стал первым деканом первого в стране географического факультета в Ленинградском университете.

Для сотрудников Минералогического музея имени А.Е. Ферсмана, конечно, не ново, но мало кто, кроме них, знает, что Комитет по метеоритам при Президиуме Академии наук вырос из Комиссии по метеоритам, созданной А.Е. Ферсманом при музее (Кринов, 1948). Ещё менее известно то, что А.Е. Ферсман стоял у истоков спелеологических исследований в нашей стране: он был инициатором организации Первого спелеологического совещания и членом его оргкомитета, но состоялось оно, к сожалению, через 2 года после его смерти (Дублянский, Дублянская, 1999).

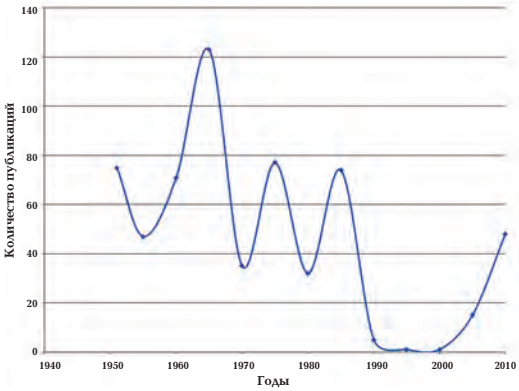
Однако, пожалуй, самой неожиданной является статья, опубликованная в 2006 г. в этнографическом сборнике Кольского научного центра Российской академии наук (КНЦ РАН) об А.Е. Ферсмане как аналоге Прометея у народа саами (Пация, Разумова, 2006). Легендой Ферсман стал не только для саами, но и для нас — его читателей и почитателей. И он сам своей увлечённостью и многочисленными рассказами о жизни Кольских тундр и собственной работе творил эту легенду.

В заключение несколько слов о динамике публикаций.

После смерти А.Е. Ферсмана ежегодно продолжали выходить и его труды, и работы о нём. На кривой, отражающей количество вышедших работ по пятилетиям (рис. 1), наблюдаются три пика, из которых два отражают выходы сборников, посвящённых памяти учёного (Александр Евгеньевич..., 1965; Проблемы..., 1975; Проблемы..., 1976), а один приходится на его столетний юбилей, когда помимо журнальных публикаций тоже вышел сборник (Развитие..., 1983).

Обратим особое внимание на сборник 1965 года (Александр Евгеньевич..., 1965). Сейчас существует серия «Учёные России. Очерки, воспоминания, материалы». Считается, что её начало восходит к сборнику о С.И. Вавилове, организованному лауреатом Нобелевской премии И.М. Франком в 1979 г. (Сергей Иванович..., 1979). Но упомянутый более ранний сборник 1965 года, посвященный А.Е. Ферсману, построен именно по такому плану и оформлен так, как впоследствии был построен и оформлен сборник о С.И. Вавилове, а теперь строятся все остальные сборники серии. Там имеется и очерк о жизни и деятельности учёного, написанный Д.И. Щербаковым, и архивные материалы в виде писем и неопубликованной статьи А.Е. Ферсмана, и свыше 70 воспоминаний, написанных его учениками и соратниками. И мы вправе считать именно этот сборник первым предшественником серии «Учёные России...».

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 131



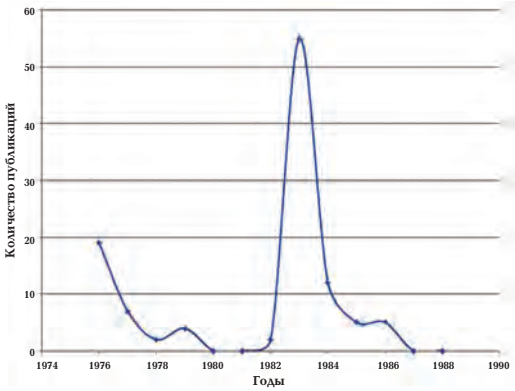


Рис. 1. Динамика публикаций об А.Е. Ферсмане за 1940—2000 гг. по пятилетиям (каждая точка — число публикаций за 5 лет).
Рис. 2. Динамика публикаций за 1976—1988 гг. по годам.

Вторая кривая (рис. 2) — более детальный отрезок первой кривой в интервале с 1976 по 1988 год; пик на ней приходится на 1983 год; остальные годы этого десятилетия отражают угасание публикаций до нуля. Полное отсутствие их — и в 1980 г., и после юбилея — как в годы перестройки, так и в постсоветские времена. Подъём в 2003 г. и позже (рис. 1) — это выход в свет «Неизвестного Ферсмана», изданного Минералогическим музеем (Неизвестный Ферсман, 2003), организация Ферсмановских сессий в Апатитах и появление журнала «Тиетта», в каждом номере которого А.Е. Ферсману посвящена хотя бы одна работа, а обычно 2—3. Тут появились публикации новых и забытых работ самого Ферсмана. И лишь на 125-летний юбилей учёного вышли небольшой сборник тезисов в Москве (Ферсмановские чтения, 2008) и статьи в центральной печати.

Печальнее выглядит динамика публикаций научно-популярных работ учёного. Кажется, современные возможности полиграфии так и просят переиздать и «Воспоминания о камне», и «Занимательную минералогию»! Но лишь почти 20 лет назад, в 1996 г. в Москве вышли последние «Воспоминания о камне» (Ферсман, 1996), а в 2000 г. в Челябинске — последнее издание «Занимательной минералогии» (Ферсман, 2000). До этого с конца 1970-х — начала 80-х годов отдельные статьи, когда-то впервые увидевшие свет в их журнале, перепечатывает «Природа». Что касается «Занимательной геохимии», то на русском языке последнее издание вышло в 1959 году (Ферсман, 1959)! После чего она выходила лишь за рубежом, в частности, на болгарском и испанском языках. Испанское издание (1972 г.) оказалось последним.

Нам не кажется, что «Занимательная геохимия» устарела. Эта наука искала новые закономерности образования месторождений полезных ископаемых и собирала фактический материал по тем проблемам, которые уже существовали при жизни А.Е. Ферсмана — они подняты в книге. Новые геохимические данные, накопленные после смерти А.Е. Ферсмана, можно было бы перечислить в послесловии. Пожалуй, только новое понятие геохимического барьера потребовало бы специальной главы.

Рассказы же о самоцветах и путешествиях устареть вообще не могут.

Нужна инициатива со стороны какого-то авторитетного лица — и наши дети получат изумительные ферсмановские книги и статьи, которые помогли нам в своё время выбрать геологическую специальность.

Литература

Академик Александр Евгеньевич Ферсман (1883—1945) // Химия и жизнь. **1967**. № 10. С. 16—18.

Александр Евгеньевич Ферсман. Библиографический сборник / Сост. В.К. Здравомыслов Под ред. О.В. Исаковой / Материалы к библиографии учёных СССР. Сер. геол. наук. Вып. 1. М.: Всесоюз. кн. палата. **1940**. 90 с.

Александр Евгеньевич Ферсман. Изд. второе, дополненное /АН СССР. Вступительная статья А.И. Перельмана. Библиография составлена О.В. Исаковой / Материалы к библиографии учёных СССР. Сер. геол. наук. Вып. 19. М.: Наука. **1964**. 224 с.

Александр Евгеньевич Ферсман 1883—1945. Жизнь и деятельность. Сборник, посвящённый советскому учёному, геохимику, минералогу, кристаллографу, географу и путешественнику. М.: Наука. **1965**. 478 с.

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 132

Дублянский В.Н., Дублянская Г.Н. А.Е. Ферсман и современная спелеология // Вестник Пермского ун-та. **1999**. № 3. С. 238—245.

Кринов Е.Л. Памяти А.Е. Ферсмана // Метеоритика / Сб. работ под ред. акад. В.Г. Фесенкова. М., Л.: АН СССР. **1948**. С. 3—5.

Неизвестный Ферсман. 120-летию со дня рождения А.Е. Ферсмана посвящается. М.: Экост. **2003**. 248 с.

Пация Е.Я., Разумова И.А. Genius loci. (А.Е. Ферсман) — культурный герой // Проблемы социокультурной адаптации жителей Кольского полуострова. Сб. статей. Апатиты: КНЦ РАН. **2006**. С. 60—69, 151.

Проблемы минерального сырья. Памяти А.Е. Ферсмана. М.: Наука. **1975**. 343 с.

Проблемы минерального сырья и редких элементов. Редкие элементы. Сырьё и экономика (Москва). **1976**. № 11. 148 с. (Номер посвящён памяти А.Е. Ферсмана).

Развитие минералогии, геохимии и учения о полезных ископаемых. К 100-летию со дня рождения академика А.Е. Ферсмана. М.: Наука. **1983**. 282 с.

Раменская М.Е. О дополнении к биобиблиографии А.Е. Ферсмана // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Тр. VII Всерос. Ферсмановской научной сессии, посвящённой 80-летию Кольского научного центра РАН (2—5 мая 2010 г.), и областной конф., посвящённой 75-летию историко-краеведческого музея г. Кировска (22—23 апреля 2010 г.). Апатиты—Кировск: ГИ КНЦ РАН. **2010**. С. 200. Библ. С. 201—211.

Сергей Иванович Вавилов. Очерки и воспоминания / Под ред. И.М. Франка. М.: Наука. **1979**. 296 с.

Ферсман А.Е. Занимательная геохимия. Химия Земли. М.: АН СССР. **1959**. 399 с.

Ферсман А.Е. Воспоминания о камне / Предисловие И. Пекова. М. **1996**. 167 с.

Ферсман А.Е. Занимательная минералогия. Челябинск: Урал LTD. **2000**. 314 с.

Ферсмановские чтения. Международная научная конференция, посвящённая 125-летию со дня рождения академика А.Е. Ферсмана 10—12 ноября 2008 года. Тезисы. М.: РАН. **2008**. 96 с.

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 133

УДК 549:929

ВИКТОР ИВАНОВИЧ СТЕПАНОВ – УНИКАЛЬНЫЙ МИНЕРАЛОГ И ВЕЛИКИЙ ТРУЖЕНИК

И.Е. Максимюк
Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ), РАН, Москва, Inna_maximyuk@mail.ru

Виктор Иванович Степанов (1924—1988) — уникальный минералог, минералог-энциклопедист, работал на месторождениях разных генетических типов. Он собрал крупнейшую минералогическую коллекцию, которую передал в фонды Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана. В последние годы его интересы были связаны со спелеологией и образованием минералов в пещерах.
В статье 1 таблица, 1 рисунок, список литературы из 4 названий.
Ключевые слова: В.И. Степанов, минерал, минералог, минералогическая коллекция, минералогический музей.

Очень трудно писать о Викторе Ивановиче Степанове после блестящих очерков-воспоминаний, написанных Аркадием Григорьевичем Жабиным (1992, 1993). Вспоминается первый курс (1949—1950 гг.) и первое знакомство с Виктором, когда он перешел из Московского геолого-разведочного института (МГРИ) в Московский государственный университет (МГУ) и начались наши поездки по Подмосковью в поисках интересных образцов. Он ездил с нами, первокурсниками, каждое воскресенье, учил нас не только минералогии, но и общению. На обратной дороге в электричке в Москву обычно пели геологические песни. Очень хорошо помнится Подольский карьер и замечательные щеточки кварца, почти аметиста. После окончания Университета через какое-то время Виктор стал работать в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ), занимаясь изучением минералогии очень трудного Верхнекайрактинского вольфрамитового месторождения, а затем, уже с 1963 года, начинает работать у нас в Институте минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ). Характер у Виктора был не «сахарный», резал он правду-матку, поэтому, не прижившись в ИГЕМ, пришел работать в ИМГРЭ. Тогда директором нашего Института был Кузьма Алексеевич Власов, который мечтал создать Музей минералов редких элементов, что и поручил делать В.И. Степанову, которого знал как блестящего минералога. Все начиналось с небольших шкафов, в которых были образцы, привезенные К.А. Власовым и его сотрудниками из поездок и полевых экспедиций. Это были сборы из знаменитой жилы № 3 Коктогайского пегматитового месторождения в Синьцзяне (Китай), образцы ванадинита из месторождения Мибладен (Марокко), уранинит из чешских месторождений и др.

Здесь надо сделать отступление и немного остановиться на биографии Виктора Ивановича. Семья его была очень далека от геологии. Он родился в небольшом волжском городе Семенове (Горьковская, ныне Нижегородская область). Родители его — отец Степанов Иван Алексеевич и мать Степанова Капитолина Трофимовна — выходцы из семей мелких кустарей. Откуда у мальчика появилась эта любовь к минералогии, неизвестно, но увлекся ею он еще в школе. Виктор участвовал в краеведческом кружке и в 1939 году был делегатом Всесоюзной Сельскохозяйственной выставки в Москве. В 1941 году поступил в Свердловский Горный институт. Началась война, он был в эвакуации в Средней Азии, где, не окончив первый курс, стал работать коллектором в геологической экспедиции. Осенью 1942 года Виктора Ивановича призвали в армию и направили на обучение в пехотное училище. После его окончания в звании младшего лейтенанта он воевал на 3-м Украинском фронте, был контужен, ранен при форсировании Днестра. После выздоровления работал до августа 1945 года переводчиком с немецкого языка, затем служил в Болгарии и был переводчиком с болгарского. После демобилизации в 1946 году поступил в МГРИ, параллельно работая в геологических экспедициях. Из МГРИ Степанов перешел на геологический факультет МГУ, который и окончил в 1952 году.

В 1963 году Степанов становится младшим, а впоследствии старшим научным сотрудником ИМГРЭ. Здесь он создает Музей минералов редких элементов, который в количественном и качественном отношении может поспорить с любым из самых крупных минералогических музеев мира. Все это создано Виктором Ивановичем собственными руками. В очень трудных условиях (в подвале, который периодически затапливало водой) он создавал систематизированные коллек-

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 134

Рис. 1. Виктор Иванович Степанов. 1960-е годы. (фото из архива ИМГРЭ).

ции минералов, в которых были совершенно уникальные образцы. В результате его деятельности коллекция приобрела союзное значение и насчитывала порядка 30000 образцов, представляющих около 1300 минеральных видов. Он был необычайно требователен к отбору и сохранности образцов и даже разработал собственную шкалу качества.

Истинным призванием Виктора Ивановича была любовь к минералам. Он очень много помогал сотрудникам института в определении того или иного минерала, зачастую такие консультации превращались в дискуссии. Работать ему в условиях подвала, темного, сырого, постоянно заливающегося водой, было чрезвычайно трудно. Тем более, что он там не отсиживал от звонка до звонка, а, по-моему, жил. Я вспоминаю, как Виктор ездил в командировку в Экваториальную Африку, где в каких-то речках и болотах мыл образцы, так как, по его словам, «если ты умываешься, то и образцы должны быть умыты». Подхватил там какую-то очень серьезную инфекцию и только благодаря тому, что эта поездка была по линии ООН, были найдены соответствующие лекарства, и он поправился.

Любопытно привести отчет Виктора Ивановича о своей деятельности:

Отчет В.И. Степанова за период 1979–1983 годы

За отчетный период наиболее интенсивно проводилась работа по упорядочению и пополнению коллекции ИМГРЭ, что заняло 60% времени.

Сюда относятся работы:

1. Разборка ящиков, вывезенных с ликвидируемых складов (90 ящиков).

2. Работа по препарированию образцов. Существенно улучшилось качество коллекции — главная затрата времени.

3. Этикетаж образцов и упорядочение коллекции.

4. Диагностика минералов эталонной коллекции — обработаны группы минералов: теллуриды висмута, гранаты, пироксены, амфиболы, слюды, хлориты, группа содалита, цеолиты, барит-целестин, Mn-гидроокислы и ряд отдельных образцов разных минералов. Произведено 110 полных зондовых и 20 химических анализов минералов (всего около 600 определений разными методами). Обнаружены вопиющие ошибки, которые, судя по справочной литературе и коллекциям других музеев, являются традиционными. Несомненно, что в ИМГРЭ имеется самая точная коллекция эталонов минералов.

5. Приобретено 110 новых для коллекции минералов, так что общее число минералов достигло 1300 видов (3-е место в СССР). Коллекция возросла на 1100 образцов.

6. Опубликовано 13 статей (из них 3 за рубежом). Описано 3 новых минерала и 4 первые находки их в СССР.

7. Участвовал (с выступлением) в Европейской конференции по спелеологии в г. София (Болгария) в 1980 году и (заочно) в XIII сессии Международной минералогической ассоциации в Варне (Болгария) в 1982 году.

Участвовал с выступлениями в выездных сессиях Московского отделения Всесоюзного минералогического общества в Черноголовке (1980 и 1983 гг).

Участвовал в обработке материалов и написании отчета (раздел «Минералогические особенности ртутного месторождения Чаувай» за 1980 г.

8. Выезжал на полевые работы в 1980 г. (Чаувай, Средняя Азия), в 1981 г. (Катугин, Читинская область), в 1982 г. (Малышево, Урал) для сборов минералов для коллекции ИМГРЭ.

Значительная часть времени затрачена на борьбу с затоплениями рабочего помещения и музея. Из-за аварии погиб архив К.А. Власова, треть моих книг и много ценных образцов. Угроза аварий не ликвидирована.

1 июня 1983 г. В.И. Степанов.

Виктора Ивановича интересовали все исследования в области минералогии, он был очень образованным человеком. Для него, как пишет А.Г. Жабин, была характерна *«энциклопедичность, обширность и точность знаний в области минералогии»* (Жабин, 1992). В последние годы его работы в ИМГРЭ и затем в Минералогическом музее им. А.Е. Ферсмана его научная деятельность была связана с новым и очень интересным направлением — выделение критериев и способов расшифровки истории формиро-

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 135

Таблица 1. **Шкала качества образцов, разработанная В.И. Степановым в 1970-е годы**

Балл	Эстетическая сторона	Редкость минерала: 1) морфологическая 2) генетическая 3) для региона	Изученность или ценность для изучения (в том числе связанная с деятельностью известных ученых)
10	Эффектные неповрежденные друзы (extrashow)	Абсолютно уникален (единственный экземпляр для вида, уникальные размеры, морфология, цвет)	Оригинал открытия
9	То же с дефектом	Уникален для СССР (единичные экземпляры вида)	Из авторской партии первоначального описания, исторические коллекции
8	Неколоритные штуфы, друзы	Уникален на время оценки (с вероятностью новой находки)	Оригинальный химический анализ (редкий состав)
7	Форматные колоритные друзы	Очень редок (единичное месторождение в мире)	Оригинал первой находки в СССР
6	То же	Редкие	Первая находка для региона (оригинал) или образцы другого сбора с месторождения — первой находки в СССР
5	Форматные друзы 1) Колоритные сферолитовые друзы	Сравнительно редкий	Type deposit
4	Форматные колоритные пришлифовки: 1) крупные отдельные 2) форматные массивные очень колоритные образцы	Мало распространен	Оригинал частной работы (с данными) или имеющий опубликованные данные по аналогичным образцам
3	Форматные массивные колоритные образцы: 1) мелкие отдельные группы 2) неформатные колоритные образцы	Средней распространенности	Редкий диагностированный образец
2	Форматные массивные образцы	Распространенный	Обычные диагностированные образцы или редкие (виды) недиагностированные
1	Неформатные обычные образцы; массивные обычные фрагменты; крошка, песок, шлиф; форматные невзрачные образцы	Очень широко распространенный	Обычные неизученные

вания минеральных агрегатов руд, возникших в открытых полостях. В связи с этим он увлекся спелеологией, участвовал в работах Международного спелеологического конгресса. В 1986 году В.И. Степанов перешел на работу в Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана и передал свою коллекцию в его фонды (Никифоров, Шкурский, 1998).

Основные вехи жизни Виктора Ивановича Степанова:

1941—1942 — студент Свердловского Горного Института.

1942 — коллектор Гудживасской партии (Душанбе)

09.1942 — курсант Гомелевского пехотного училища.

01.1944—11.1944 — командир стрелкового взвода.

11.1944—08.1945 — переводчик с немецкого языка.

08.1945—10.1945 — слушатель Военного института иностранных языков Красной Армии.

10.1945—03.1946 — переводчик с болгарского языка.

03.1946—06.1946 — судебный секретарь Военного Трибунала.

09.1946—10.1950 — студент МГРИ.

05.1949—05.1950 — прораб-геолог Каравшанской партии МГРИ.

05.1950—05.1952 — младший научный сотрудник Казахстанской экспедиции ИГН АН СССР.

10.1950—06.1952 — студент геологического факультета МГУ.

07.1952—08.1955 — минералог Верхнекайрактинской партии.

08.1955—02.1956 — младший научный сотрудник экспедиции № 1 ИГЕМ.

02.1956—04.1963 — младший научный сотрудник отдела минералогии ИГЕМ.

05.1963—06.1973 — младший научный сотрудник ИМГРЭ.

06.1973—04.1986 — старший научный сотрудник ИМГРЭ.

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 136

04.1986 — переход в Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана.

У В.И. Степанова при самой его высокой минералогической квалификации было не очень много публикаций (список его работ приводится). Он не имел званий. Но для него и окружающих его людей это было неважно. Таких специалистов и увлеченных своей профессией людей мало встречается, поэтому нужно, чтобы о них знали. В честь Виктора Ивановича сотрудниками Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана назван минерал — вистепит (Паутов и др., 1992).

Список научных публикаций В.И. Степанова (в хронологическом порядке)

Лебедев Л.М., Степанов В.И. Никель — содержащий кальцит из Подольска // Тр. Минерал. музея. М.: АН СССР. **1955**. № 7. С. 158—160.

Степанов В.И. О замещении топаза опалом // Зап. ВМО. **1959**. Ч. 88. Вып. 4. С. 476—481.

Степанов В.И. Зона гипергенеза Верхне-Кайрактинского месторождения // Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1958—1959 гг. М.: ИГЕМ. **1960**. С. 108—109.

Зуев Г.Н., Степанов В.И. Метод идентификации током электропроводящих рудных тел // Геофизическая разведка. **1960**. Вып. 1. С. 45—51.

Степанов В.И., Молева В.А. О ральстоните из Ильменских гор, Центрального Казахстана и Камчатки // Зап. ВМО. **1962**. Ч. 91. Вып. 5. С. 556—572.

Борнеман-Старынкевич И.Д., Острогорская О.П., Степанов В.И. Химические формулы глинистых минералов. Монтмориллонит // Тр. 6-го совещания по экспериментальной и технологической минералогии. М.: Наука. **1962**. С. 23—32.

Минералы / Справочник / статьи: веберит, криолит, флюеллит, хиолит, ярлит; совместно с М.Н. Соколовой — криолитионит, пахнолит, прозопит, ральстонит, томсенолит, эльпасолит. М.: АН СССР. **1963**. Т. II. Вып. 1. 295 с.

Хомяков А.П., Степанов В.И., Молева В.А., Пудовкина З.В. Новый минерал — тихоненковит $SrAlF_4OH{\bullet}H_2O$ // Докл. АН СССР. **1964**. Т. 156. № 2. С. 345—347.

Виноградов В.И., Степанов В.И. О фракционировании серы в зоне окисления // Геохимия. **1964**. № 1. С. 65—69.

Степанов В.И., Бржезовский А.И. Коллекторские свойства рифтогенных массивов // Нефтегазовая геология и геофизика. **1964**. № 11. С. 6—9.

Степанов В.И. О происхождении так называемых «колломорфных» агрегатов минералов // Онтогенические методы исследования минералов. М.: Наука. **1970**. С. 198—206.

Соколова Е.А., Степанов В.И., Брито А., Коутин Д.П. Текстуры и структуры стратиформных тодорокитовых марганцевых руд формации Эль-Кобре (Куба) // Геол. рудн. месторожд. **1971**. Т. XIII. № 1. С. 76—87.

Степанов В.И. Периодичность процессов кристаллизации в карстовых пещерах // Новые данные о минералах СССР. Тр. Минерал. музея им. А.Е. Ферсмана. М.: Наука. **1971**. Вып. 20. С. 161—171.

Груздев В.С., Степанов В.И. и др. Галхаит — $HgAsS_2$ — новый минерал из мышьяково-сурьмяно-ртутных месторождений СССР // Докл. АН СССР. **1972**. Т. 205. № 5. С. 1194—1197.

Степанов В.И. О целях и методах при исследовании последовательности кристаллизации в минеральных агрегатах руд // Исследования в области прикладной минералогии и кристаллохимии. М. :Наука. **1973**. С. 3—10.

Степанов В.И. О возрасте Хайдарканского ртутно-сурьмяного месторождения // Геология, минералогия, геохимия и сырьевая база редких элементов. М.: Наука. **1973**. С. 33—34.

Степанов В.И. Новые данные о минералогическом составе Хайдарканского ртутно-сурьмяного месторождения (Южная Фергана) // Геология, минералогия, геохимия и сырьевая база редких элементов. М.: Наука. **1973**. С. 69—71.

Степанов В.И., Илупин И.П. О находке витерита в осадочных породах северо-восточной части Сибирской платформы // Новые данные о минералах СССР. Тр. Минерал. музея им. А.Е. Ферсмана. М: Наука. **1973**. Вып. 22. С. 207—210.

Борисенко Л.Ф., Лапин А.В., Степанов В.И. Распределение элементов-примесей в магнетите и титаномагнетите из эндогенных месторождений // Исследования в области прикладной геохимии. М.: Наука. **1976**. С. 25—44.

Завьялов Е.Н., Бегизов В Д., Степанов В.И. Переопределение верлита, первая находка цумоита в СССР // Зап. РМО. **1978**. Ч. 107. Вып. 5. С. 544—553.

Нечелюстов Г.Н., Степанов В.И., Шумкова Н.Г. Икунолит Bi_4S_3 из вольфрамового месторождения Кара-Оба (Центральный Казахстан) — первая находка в СССР // Новые данные о минералах СССР. М.: Наука. **1978**. Вып. 26. С. 105—111.

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 137

Хомяков А.П., Степанов В.И. Первая находка чкаловита в Хибинах и его парагенезис //Докл. АН СССР. **1979**. Т. 248. № 3. С. 727—730.

Хомяков А.П., Степанов В.И. и др. Макатит $Na_2Si_4O_9 \cdot 5H_2O$ — первая находка в СССР //Докл. АН СССР. **1980**. Т. 255. № 4. С. 971—976.

Степанов В.И., Матросова Т.И., Быкова А.В. О генезисе таумасита из различных типов месторождений и его химический состав // Новые данные о минералах. **1981**. Вып. 29. С. 107—110.

Спиридонов Э.М., Крапива Л.Я., Степанов В.И., Чвилева Т.Н. Сурьмянистый акташит из ртутного месторождения Чаувай (Средняя Азия) //Докл. АН СССР. **1981**. Т. 261. № 3. С. 744—749.

Спиридонов Э.М., Крапива Л.Я., Гапеев А.К., Степанов В.И., Прушинская Э.Я., Волгин В.Ю. Груздевит $Cu_6Hg_3Sb_4S_{12}$ — новый минерал из сурьмяно-ртутного месторождения Чаувай (Средняя Азия) //Докл. АН СССР. **1981**. Т. 261. № 4. С. 971—976.

Sumin de Portilla, Portilla V., Quevedo M., Stepanov V.I. The structure of bayldonite: chemical analysis? Differential thermal aqnalysis and IR spectroscopy // Amer. Mineral. **1981**. Vol. 66. № 1—2. P. 148—153.

Степанов В.И., Шульга Г.Г., Быкова А.В., Спиридонов Э.М. Акцессорный синхизит из щелочных гранитов Шаншальского интрузива (Ц. Казахстан) // Новые данные о минералах. **1982**. Вып. 30. С. 147—154.

Булгак Л.В., Степанов В.И. Поступления в Минералогический музей АН СССР им. А.Е. Ферсмана в 1979 г. // Новые данные о минералах. **1982**. Вып. 30. С. 176—182.

Степанов В.И., Буканов В.В., Быкова А.В. Плюмбомикролит из амазонитового пегматита горы Плоской — первая находка в СССР // Докл. АН СССР. **1982**. Т. 263. № 1. С. 183—185.

Овчинников Л.Н., Степанов В.И., Вороновский С.Н. Методические рекомендации по учету геохимических причин искажений калий-аргоновых дат. М.: ИМГРЭ. **1982**. 50 с.

Степанов В.И., Шульга Г.Г. и др. Акцессорный синхизит из щелочных гранитов Шаншальского интрузива (Центральный Казахстан) // Новые данные о минералах. **1982**. Вып. 30. С. 147—154.

Юшко-Захарова О.Е., Дубакина Л.С., Степанов В.И. О селениде висмута из Вожминского массива //Докл. АН СССР. **1984**. Т. 275. № 3. С. 729—732.

Степанов В.И., Матросова Т.И. Об экспрессной диагностике цеолитов и сопутствующих минералов // Методы диагностики и количественные определения содержания цеолитов в горных породах. Мат. Всес. Семинара. Новосибирск, 22—24 мая 1984 г. **1985**. С. 126—129.

Степанов В.И., Волгин В.Ю., Чистякова Н.И. Лаффитит $AgHgAsS_3$ из ртутного месторождения Чаувай (Южная Киргизия) — первая находка в СССР //Докл. АН СССР. **1986**. Т. 288. № 3. С. 703—706.

Степанов В.И. Минеральные виды, хранящиеся в крупных минералогических музеях СССР // Очерки по истории геологических знаний. **1989**. Вып. 25. С. 154—226.

Степанов В.И., Попова Е.Е., Девнина Н.Н. Дополнение к перечню минеральных видов, хранящихся в крупнейших минералогических музеях // Очерки по истории геологических знаний. **1989**. Вып. 25. С. 227—233.

Годовиков А.А., Рипинен О.И., Степанов В.И. Сферолиты, сферокристаллы, сфероидолиты, ядросферолиты // Новые данные о минералах. **1989**. Вып. 36. С. 24—36.

Чуканов Н.В., Степанов В.И. ИК-спектральный метод анализа некоторых карбонатов групп кальцита и доломита // Новые данные о минералах. **1989**. Вып. 36. С. 181—186.

Матросова Т.И., Степанов В.И., Осолодкина Г.А. Апофиллит в собрании крупнейшего музея (типы минерализации, зависимость формы кристаллов и их оптических свойств от содержания фтора) // Среди минералов. Альманах. М.: Минерал. музей им. А.Е. Ферсмана РАН. **1998**. С. 65—75.

Формы нахождения минералов. Экспозиция в Минералогическом музее им. А.Е. Ферсмана. М.: Ассоциация Экост. **2003**. 63 с.

Литература

Жабин А.Г. Блестящий минералогический талант // Зап. ВМО. **1992**. Ч. CXXI. № 1. С. 116—120.

Жабин А.Г. Нравственно-творческий феномен минералога Виктора Ивановича Степанова (1924—1988 гг.) // Минерал. журн. **1993**. Т. 15. № 3. С. 95—100.

Никифоров А.Б., Шкурский Б.Б. Коллекция В.И. Степанова в фондах Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН // Среди минералов. Альманах. М.: Минерал. музей им. А.Е. Ферсмана РАН. **1998**. С. 59—64.

Паутов Л.А., Белаковский Д.И., Скала Р., Соколова Е.В., Игнатенко К.И., Мохов А.В. Вистепит $MnSnB_2Si_5O_{20}$ — новый боросиликат марганца и олова // Зап. РМО. **1992**. Ч. 121. Вып. 4. С. 107—112.

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 138

УДК 069:549

ДМИТРИЙ АЛЕКСЕЕВИЧ ГОЛИЦЫН, ДИПЛОМАТ, ИСКУССТВОВЕД, ЕСТЕСТВОИСПЫТАТЕЛЬ, КОЛЛЕКЦИОНЕР

Н.А. Мохова
Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана, РАН, Москва, nina@fmm.ru

В работе рассказывается о российском дипломате Дмитрии Алексеевиче Голицыне (1734—1803). Приводятся сведения о его деятельности, научных трудах, минералогической коллекции.
В статье 3 рисунка, список литературы из 12 наименований.
Ключевые слова: Д.А. Голицын, коллекция минералов, история науки.

История русских минералогов-любителей XVII—XIX вв. до сих пор не написана. Среди них были замечательные люди, были сановники и богачи, искатели камней — крестьяне, горные служащие и разночинцы. Ими открыты многие новые минералы, благодаря им, сохранены драгоценные и важные тела природы, без них не могли бы составиться наши большие государственные коллекции.

В.И. Вернадский (Мысли и замечания о Гёте как натуралисте).

В 2008 г. в Минералогическом альманахе «В мире минералов» автором была опубликована заметка «Новости из Йены», посвященная находке нескольких образцов из коллекции князя Дмитрия Алексеевича Голицына. Заметка была частью довольно большой статьи, и теперь настало время для публикации ее в полном объеме.

Предлагаемая вниманию читателя работа — своего рода реферат, причем первоисточников немного, практически — один. Поэтому хочется предварить статью об энциклопедически образованном человеке «из прошлого» небольшим рассказом о нашем современнике. Почему, станет понятно. Невольная параллель между дипломатом, полиглотом, ученым и просветителем Дмитрием Алексеевичем Голицыным, которому и будет посвящена эта работа, и автором книги о нем Грантом Константиновичем Цверава, напрашивается невольно. Книга Г.К. Цверава «Дмитрий Алексеевич Голицын. 1734—1803» (Цверава, 1985) — это единственное полное жизнеописание нашего выдающегося соотечественника, причем не просто захватывающее чтение, но и серьезный научный труд — сочетание, согласитесь, редкостное. О масштабе работы говорит хотя бы список источников, в котором более четырехсот наименований, и подавляющая часть их — архивные документы на немецком, английском, французском языках. Книга о Голицыне не единственная работа Г.К. Цверава в области истории науки и техники. Перу Цверава принадлежат книги о французском революционере Марате, венгерском ученом Николе Тесла, эстонском физике Георге Рихмане, статьи «Из истории русско-шведских научных связей в XVIII веке», «Философия и физика» и многое другое. Их потрясающее разнообразие наталкивает на мысль, что человек посвятил себя истории науки. А на самом деле Грант Константинович всю жизнь работал в области электротехники, причем не в столичном НИИ, вблизи от библиотек и архивов, а на алюминиевом заводе в Бокситогорске. *«Поразительно, какой уникальный материал о зарубежных ученых находил Цверава, живущий в провинции... этому во многом способствовали его переписка с иностранными специалистами, историками, живой взгляд на вещи, ясность представлений, великолепная память, знание иностранных языков»* — так написал человек, близко знавший Гранта Константиновича, в статье посвященной его памяти (Свердлова, Чистяков, 1994).

Некоторые сведения были почерпнуты автором также из прекрасной статьи Венделла Вилсона «Дмитрий Алексеевич Голицын. Жизнь и труды» (Wilson, 1991).

Все цитаты из писем и произведений Д.А. Голицына приведены по текстам из книги Цверава.

Фотографии бюста Д.А. Голицына (рис. 1) любезно предоставлены бывшим директором Института физики атмосферы РАН, академиком Георгием Сергеевичем Голицыным, проделавшим большую работу по поиску изображений Д.А. Голицына. Портреты до его исследований (2000 г.) известны не были. Г.К. Цверава писал, что портретов Д.А. Голицына (кроме известного силуэта) не существует.

А теперь вернемся в XVIII век...

История русской минералогии уходит корнями во времена Петра I, среди ее осново-

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 139

положников Михаил Васильевич Ломоносов, Петр Симон Паллас, Иоганн Готлиб Леман. С их именами связаны первые минералогические труды и период интенсивного накопления материала — экспедиций и сбора коллекций. Наиболее выдающимся представителем второго периода развития минералогии — периода «деятельного изучения накопленных фактов и приведения их в порядок» называют обычно Василия Михайловича Севергина, ставшего «первым и крупнейшим русским представителем качественно-описательной минералогии» (Григорьев, Шафрановский, 1949). Это так, но у В.М. Севергина был предшественник, труд которого «Сборник наименований в алфавитном порядке, принятых в минералогии для земель и камней, металлов и полуметаллов и горных смол...» Севергин целыми абзацами дословно цитирует в своем известном «Подробном словаре минералогическом» (Цверава, 1985). Автором «Сборника наименований...» был русский дипломат, князь Дмитрий Алексеевич Голицын. Работа Д.А. Голицына, написанная по-французски, практически неизвестная в России, в 1946 г. была приведена американскими авторами «Системы минералогии» в списке «основополагающих трудов».

Основные этапы биографии

Князь Дмитрий Алексеевич Голицын родился 15 мая 1734 г. Дед Дмитрия Алексеевича — Иван Алексеевич Голицын был стольником царя Ивана V Алексеевича (брата и соправителя Петра I). В 1684 г. И.А. Голицын женился на княжне А.П. Прозоровской. Анастасия Петровна, женщина властная и деятельная, входила в круг приближенных Петра I и его жены (будущей императрицы Екатерины I). Супруги Голицыны скончались в 1729 г. и были похоронены в Соборе Богоявления Господня Богоявленского монастыря. В этом монастыре, одном из самых древних в Москве (датой его основания считается 1296 г.), под соборным храмом погребено немало знатных особ — Голицыны, Долгорукие, Салтыковы, Юсуповы, Шереметевы и многие другие (Кондратьев, 1996).

Два их сына — Федор Иванович и Алексей Иванович родились в Москве. Алексей был прапорщиком Бутырского полка. Полк участвовал во всех войнах, которые Россия вела со второй половины XVII и весь XVIII век. В наследство от отца А.И. Голицын получил родовое имение «Спасское-Губино — Гиреево тож» (сейчас Новогиреево) в Московском уезде. В селе «по челобитью» Ивана Голицына была построена каменная церковь Спаса Нерукотворного, сохранившаяся до наших дней. В этой церкви в 1728 г. венчался «меньшой сын» А.И. Голицына Алексей с княжной Дарьей Васильевной Гагариной.

Рис 1. Терракотовый бюст Д.А. Голицына работы Мари Колло, 1766.

С февраля 1729 по октябрь 1735 гг., когда Бутырский полк не был в походах, в семье родились 5 сыновей — Иван, Петр, Федор, Алексей, Дмитрий и дочь Екатерина, которые, как считает Г.К. Цверава, все родились в имении Гиреево. Подтверждает эту версию в основном то, что офицер Бутырского полка не мог постоянно проживать в Петербурге, и то, что находящиеся во времена правления Анны Иоанновны в опале, Голицыны предпочитали «отсиживаться в родовых имениях». Надо отметить, что в словаре Брокгауза и Эфрона, а соответственно и в последующих такого типа изданиях местом рождения Д.А. Голицына назван Петербург.

В русско-турецкую войну 1735—1739 гг. А.И. Голицын участвовал в компании в составе своего полка и умер 5 июня 1739 г., вероятнее всего, погиб в бою.

Тридцатые годы были для России весьма непростыми. С.М. Соловьев писал, что для того времени была характерна небывалая дотоле и безвкусная роскошь двора в «государстве чрезвычайно бедном»; к этому прибавлялось засилье немцев, презиравших страну и беспощадно ее обиравших ((Цверава, 1985). На эти годы приходится восстановление тайной канцелярии, неурожай 1733 г. и последовавший за ним голод, война с Турцией закончившаяся заключением Белградского мирного договора, сводившего на нет все результаты войны.

В этих условиях вдове с маленькими детьми проще всего было оставаться в подмосков-

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 140

ном имении. Но мальчикам надо было дать образование, и после восшествия на престол Елизаветы Петровны семья перебирается в Петербург в дом на Васильевском острове.

Для небогатой, многодетной вдовы единственной возможностью дать образование детям было определить их в Кадетский корпус, учрежденный для того, чтобы молодые дворяне могли стать офицерами, минуя обязательную раньше солдатскую службу.

В Корпусе положено было обучать не только военным, но и общеобразовательным предметам, «понеже не каждого человека природа к одному воинскому склонна». Там преподавали математику, историю и географию, артиллерию, фортификацию, фехтование, верховую езду и другие «к воинскому искусству потребные науки», а также немецкий, французский и латинский языки, чистописание, грамматику, риторику, рисование, танцы, мораль и геральдику, и другое.

Известно, что все братья Голицыны были офицерами. Хотя не сохранилось документов, можно допустить, что все они были питомцами Кадетского корпуса. Дмитрий Алексеевич, окончив обучение, прослужил некоторое время капитаном в армии, откуда был переведен в Коллегию иностранных дел — центральное государственное учреждение России, ведавшее внешней политикой.

К концу правления Елизаветы Петровны в России назрела необходимость в обновлении дипломатического персонала. По рескрипту от 14 апреля 1758 г. при министрах (посланниках) велено было определить «по три человека из дворянства людей достойных молодых и способных титулярными советниками». Согласно «Имянному списку обретающихся при иностранных дворах ...», посланником в Париже значится «действительный камергер князь Дмитрий Михайлович Голицын, при нем советник канцелярии Федор Чернов, капитан князь Дмитрий Алексеевич Голицын. Приведенная выписка датируется 1760 г. Видимо, еще учась в корпусе, Д.А. Голицын проявил себя «достойным и способным» и, во исполнение рескрипта, был отправлен в Париж под опеку родственника, постигать премудрости дипломатии.

Дипломатической карьере посвятили себя многие представители рода Голицыных. В Париже, куда был направлен молодой Д.А. Голицын, эта фамилия также была известна. В 1749—1755 гг. русским посланником там был Александр Михайлович, затем до 1761 г. Дмитрий Михайлович Голицыны.

Д.А. Голицын попал в Париж в сложное время. Русско-французские отношения были неустойчивы. С приходом к власти в России Петра III, который заключил сепаратный мир с Пруссией, отношения между двумя странами ухудшились. Французский посланник Луи Бретейль был отозван из Петербурга и в ответ из Парижа отбыл российский посол П.Г. Чернышев, оставляя поверенным в делах советника посольства Николая Хотинского. Как писал об этом Д.А. Голицын вице-канцлеру А.М. Голицыну: *«я не удивлен, что он предпочел этого господина мне; ни Голицыны, ни любой другой человек знатного происхождения... не может иметь честь быть угодным этому г. Чернышеву»*. В конце письма просьба, чтобы его, Голицына, назначили поверенным в делах. Это назначение состоялось в августе 1762 года, а уже осенью 1763, Екатерина II, оценив способности молодого дипломата, назначает его «полномочным министром в камер-юнкерском звании при Версальском дворе».

Между тем отношения между Россией и Францией продолжали ухудшаться, и, в конце-концов, «велено было князю Голицыну выехать из Парижа без аудиенции». Последнее письмо Голицына из Парижа датируется 1767 г., видимо, в этом году он и покинул французскую столицу.

В своей книге Г.К. Цверава мало пишет о собственно дипломатической деятельности Голицына во Франции, упоминая только, что «его ум, наблюдательность и высокая культура во многом способствовали преуспеванию внешней политики России в первые, неуверенные годы царствования Екатерины II». Но у этой деятельности была еще одна сторона, которую, говоря современным языком, можно охарактеризовать как работу атташе по вопросам культуры, науки и техники.

Высокое положение и личные качества молодого дипломата открыли ему дорогу в знаменитые парижские салоны, где он смог познакомиться и сблизиться с виднейшими представителями французского Просвещения. Он снискал доверие и уважение таких выдающихся людей, как создатели «Энциклопедии» Дени Дидро и Д'Аламбер, писатель Мармонтель, экономисты Кенэ и Виктор Мирабо, философы Гельвеций и Гольбах, историк Мабли, скульптор Фальконе. «Каждый из них оставил след в сознании Голицына, и каждый из них был обязан ему дружеской помощью, моральной поддержкой, гостеприимством, наконец, покровительством великой державы». В Париже Голицын знакомится с английским историком и философом Дэвидом Юмом и переводит (на французский

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 141

язык) его труды. Все это принесло немалую пользу России.

В 1773 г. при непосредственном участии Д.А. Голицына приобретаются и пересылаются в Россию все тома знаменитой французской «Энциклопедии, или Толкового словаря наук, искусств и ремёсел». Здесь же нелишне упомянуть о том, что статья о России в «Энциклопедии» была написана при непосредственном участии Голицына, поставлявшего авторам необходимые материалы о нашей стране.

В 1765 г. Голицын убеждает Екатерину II приобрести библиотеку Дидро, состоящую из 2900 изданий.

С первой же оказией пересылал Голицын в Россию новые труды Вольтера, с которым переписывался и, видимо, встречался.

Голицын посещал собрания Парижской Академии наук, старался быть в курсе научных достижений, часто писал о них в своих донесениях на родину. В его письмах можно найти изображения 12 фаз солнечного затмения 1764 г., записки о сооружении мостов во Франции, удачной операции глаз у слепорожденного юноши и многое другое.

Вполне доверяла императрица и художественному вкусу своего посланника. В Париже, а затем в Гааге Голицын отбирал и покупал для отправки в Петербург произведения искусства поштучно и целыми коллекциями. Сегодня эти полотна составляют мировую славу Государственного Эрмитажа. В их числе «Возвращение блудного сына» и «Портрет старика в красном» Рембрандта, «Персей и Андромеда» и «Пейзаж с радугой» П.-П. Рубенса. Как драгоценные жемчужины выделяются полотна из коллекции Кроза: «Вакх» и «Портрет камеристки» Рубенса, его же эскизы к серии «Жизнь Марии Медичи», пять работ Ван Дейка, среди которых «Автопортрет», семь картин Рембрандта, в их числе «Даная» и «Святое семейство»; шедевры итальянского Возрождения: «Юдифь» Джорджоне; «Даная» кисти Тициана, холсты П. Веронезе «Оплакивание Христа» и Я. Тинторетто «Рождение Иоанна Крестителя».

При непосредственном участии Голицына в Россию был приглашен Этьенн Морис Фальконе, который 27 августа 1766 г. подписал контракт на выполнение памятника Петру I.

Много сделал Д.А. Голицын для молодых художников, прибывающих в Париж на обучении из Петербургской Академии художеств. В одном из писем Академия просила Голицына «присмотреть» за ее питомцами. Среди подопечных князя были ставшие известными художниками А.П Лосенко и С.Ф. Щедрин, скульпторы Ф.Г. Гордеев и Ф.И. Шубин, архитекторы И.Е. Старов и В.И. Баженов. В признание заслуг Д.А. Голицына в 1766 г. он был избран почетным членом Академии Художеств.

Как уже было сказано выше, по соображениям высокой политики Д.А. Голицыну пришлось оставить Париж. Ему очень не хотелось уезжать из французской столицы, и он попытался получить разрешения остаться «для пополнения образования», и даже попросил своего «протеже» в Петербурге Фальконе, походатайствовать за него перед императрицей, но 29 ноября 1767 г. был получен ответ Екатерины — *«Он должен покинуть Париж... В итоге я думаю, что он найдет случай употребить с пользою в отечестве своем таланты, данные ему от неба»*.

Но Дмитрий Алексеевич не спешил на родину и под благовидным предлогом поправления здоровья отправился «на воды» в Ахен (Aachen). Здесь он встретил дочь прусского фельдмаршала Самуэля фон Шметтау Адельгейду Амалию. Знакомство перешло в обоюдное чувство, и 14 августа 1768 г. молодые люди обвенчались в одной из церквей Ахена. Дорога в Россию стала для молодой четы свадебным путешествием. В октябре 1768 г. Голицыны прибыли в Петербург и были приняты Екатериной II. О пребывании Д.А. Голицына и его супруги в столице известно достоверно лишь то, что спустя какое-то время после прибытия на родину Дмитрий Алексеевич получил звание действительного камергера и чин тайного советника и был назначен «полномочным и чрезвычайным министром при Генеральных Штатах Соединенных провинций Нижних Нидерланд». На пути в Гаагу, в Берлине, 7 декабря 1769 г. у Голицыных родилась дочь Марианна, а уже в Гааге, 22 декабря 1770 г. — сын Дмитрий.

Чтобы не возвращаться к семье Голицыных, коротко скажем, что поначалу счастливый брак, в 1780 г. фактически распался, хотя супруги всю жизнь продолжали сохранять дружеские отношения. Дмитрий Алексеевич часто навещал супругу и детей, поселившихся в Мюнстере в Вестфалии.

Сведения о дальнейшей судьбе дочери Д.А. Голицына самые скудные — Марианна-Доротея Голицына (1769—1823), в замужестве княгиня Сальм-Рейффшейд Краутхейм. Больше о ней ничего не известно.

Сын Голицыных Дмитрий в 1787 г. принял католичество, в 1792 г. отправился в Балтимор, в духовно-католическую семинарию и 16 марта 1795 г. получил священнический сан,

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 142

став вторым священником, рукоположенным на американской земле. Отец Дмитрий в течение 40 лет служил сельским приходским священником под именем патера Смита, он скончался в Лорето (США) 6 мая 1840 г. Его именем назван город Галлицин (Gallitzin) в Пенсильвании.

Итак, с января 1770 г. для Д.А. Голицына начался новый этап его дипломатической карьеры. Служба в Голландии дала русскому посланнику возможность «вписать несколько первых страниц в новую главу отечественной дипломатии». Имеется в виду становление дипломатических отношений между Россией и провозгласившими в 1776 г. независимость Соединенными Штатами Америки. В войне за независимость британских колоний в Северной Америке на стороне Соединенных Штатов выступили Франция, Испания и Голландия. Война велась в основном на море, и представляла немалую помеху торговому судоходству. Дипломатический путь решения проблемы оказался более эффективен. В феврале 1780 г. Россия провозгласила знаменитую Декларацию о вооруженном нейтралитете, дающую возможность нейтральным державам в период войны вести беспрепятственную торговлю, в том числе с воюющими странами. Провозглашенное в документе право нейтрального мореплавания было признано всеми заинтересованными странами, включая Францию и Испанию. Историки до сих пор пытаются установить истинного автора декларации. Исследования крупнейшего российского американиста Н.Н. Болховитинова и других историков убеждают, что «если не автором текста, то инициатором и составителем чернового наброска был не кто иной, как Д.А. Голицын» (Болховитинов, 1991). Пока шла война (до 1784 г.), Россия не признавала США. Между тем Голицын поддерживал контакты с находившимися в стране представителями Соединенных Штатов. Делалось это несмотря на то, что Голицыну строго запрещалось «принимать у себя или посещать г. Адамса или любое другое лицо, аккредитованное от колоний, отделившихся от Великобритании» (Болховитинов, 1991). Подобная инициатива дорого стоила дипломату, в конце 1782 г. он был отозван и назначен посланником в Турин. Это было явное «понижение», и после долгих размышлений в конце следующего 1783 г. Д.А. Голицын подал в отставку, избрав Голландию местом своего постоянного жительства.

Несколько слов о работах Дмитрия Алексеевича в области экономики. Свои экономические идеи Д.А. Голицын излагал в очень характерной для него форме писем. Известно как минимум 16 писем Голицына на экономические темы. Они написаны вице-канцлеру А.М. Голицыну, хотя писались в основном для сведения императрицы, о чем свидетельствуют ее многочисленные пометки на полях. В разные периоды эти небольшие сочинения касались различных проблем экономики.

Неоднократно высказывались и Голицыным мысли о формах и способах отмены крепостного права в России. В письме от 30 сентября 1770 г. он пишет: *«Под дарованием крестьянам собственности я разумел:*

1) их освобождение, то есть собственность их на свою личность, без каковой немыслимы все другие виды собственности;

2) собственность движимую, то есть их пожитки и проч.; наконец,

3) позволение тем, кто в силах, покупать землю на свое собственное имя и владеть ею подобно нам, господам; что со временем и образовало бы их поземельную собственность».

Естествоиспытатель, минералог, коллекционер

Как истинный сын своего времени, времени энциклопедистов, изучая экономику и искусство, историю и политику, князь Дмитрий Голицын не оставляет в стороне и бурно развивающиеся естественные науки. В начале XVII века в Республике Соединенных провинций естественные науки развивались едва ли не быстрее, чем на всем остальном пространстве Европы. В Голландии было 6 университетов, около 20 научных обществ (самое раннее и самое известное из них Голландское общество наук существует и поныне). Труды голландских ученых стали настольными книгами первого поколения русских естествоиспытателей.

Д.А. Голицын никак не мог быть в стороне от этой деятельности. С середины 70-х годов он решил посвятить себя естествознанию, а последовавшая через несколько лет отставка, дала ему свободное время для исполнения задуманного. *«В определенном смысле этой переменой в своей жизни он бросил вызов русской аристократии, так как до Голицына никто из русских вельмож «не опускался так низко», чтобы заниматься физикой или химией».*

30 лет бескорыстного служения науке поставили князя Голицына в один ряд с видными естествоиспытателями той эпохи. Научные склонности его были весьма разно-

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 143

сторонни это: физика и химия, геология, минералогия, вулканология и медицина.

Опыты по изучению природы электричества он проводил не только в стенах лаборатории, но и в полевых условиях. Результатом его исследований стал целый ряд посвященных электричеству трудов. Кстати, заметка «Письмо о некоторых предметах электричества» стала его первым печатным трудом. Именно работы в области электричества стали поводом для избрания Д.А. Голицына 13 сентября 1778 г. почетным членом Петербургской Академии наук. «До конца жизни он чувствовал себя кровно связанным с высшим научным учреждением своей страны, по мере своих сил и возможностей, стараясь быть полезным Академии наук». В этом же году Брюссельская академия наук избирает Д.А. Голицына иностранным членом.

Весной 1793 г. охваченная революцией Франция была в состоянии войны чуть ли не со всеми государствами Европы, включая Нидерланды. Дипломатические, культурные и торговые связи разорвала с Францией и Россия. В этих условиях Д.А. Голицын вынужден был покинуть Голландию, перед самым вступлением в нее французских войск.

Встает вопрос, почему русский дипломат не вернулся на родину. Этому есть много объяснений. Во-первых, при воцарении Павла I о нем не вспомнили и ко двору не призвали, во-вторых, как известный друг французских ученых и политиков, сторонник реформы крепостного права, он мог бы подвергнуться опале со стороны двора, и, в-третьих, Дмитрий Алексеевич не хотел лишиться возможности навещать семью. Голицын переселился в немецкий город Брауншвейг, куда перевез свою обширную библиотеку, лабораторию и минералогическую коллекцию. Город находился как раз на полпути между Берлином и Мюнстером, где жили жена и дочь.

А теперь о главном, о Дмитрии Алексеевиче Голицыне минералоге и коллекционере.

Заниматься минералогией Д.А. Голицын начал в 80-х годах XVIII века еще в Голландии. Как и у большинства любителей, его интерес к камню начинался с собирательства. Первые свои минералогические экскурсии он совершает в Германию. Излюбленным местом его поисков на многие годы становятся потухшие вулканы недалеко от Бонна и плато Шпессарт в Баварии. Но Голицын не ограничивается коллекционированием. Как настоящий ученый он начинает вдаваться в тонкости новой для себя дисциплины и «рвение с которым бывший русский посланник князь Голицын приобретал основательнейшие познания во всех областях физики...» теперь направлено на получение не менее основательных познаний в минералогии, «зарождавшейся на его глазах научной дисциплине, всецело поглотившей его и принесшей ему к концу жизни широкое и заслуженное признание».

Д.А. Голицын начал заниматься описательной минералогией в то время, когда в ней господствовала так называемая естественно-научная систематизация ископаемых, предложенная в 1774 г. Абрамом Вернером . Система Вернера опиралась на главенство в классификации внешних признаков, он считал, что химический состав минералов столь явственно отражается в их «наружных принадлежностях, что по сим последним всегда может быть определено истинное различие ископаемых видов» (Горяинов, 1835). Подход, основанный на данных химических исследований, сам по себе тоже не мог стать основой для полноценной классификации. В 1783 г. свою «Кристаллографию, или Описание форм, присущих всем телам минерального царства» опубликовал Жан-Батист Ромэ-Делиль , а в 1801 г. вышел четырехтомный «Курс минералогии» Рене Жюста Гаюи, основные положения которого, во многом предвосхитили современный подход к систематике минералов. Необходимо обратить внимание читателей на то, что речь идет о времени, когда «минералогия представляла собой пространную науку о неорганическом мире в целом» (Григорьев, Шафрановский, 1949), а разделение на собственно минералогию и геологию наметилось только в конце XVIII века.

В эти годы, годы расцвета наук о Земле, годы создания крупных основополагающих трудов по минералогии, труды Д.А. Голицына не оставались незамеченными. За 15 лет упорной работы в этой области Д.А. Голицын опубликовал по крайней мере 11 печатных трудов.

Два из них — капитальные труды по минералогии. Это вышедший в 1792 г. «Трактат, или Сокращенное и методическое описание минералов» (Gallitzin D. Traite ou Description abregee et methodique desmineraux, Maestricht) и «Список наименований в алфавитном порядке, принятых в минералогии для земель и камней, металлов и полуметаллов и горных смол» (Gallitzin D. Recueil de noms par ordre alphabetique apropries en Mineralogie aux terres et pierres. Aux mataux et au bitumen... Brunswick), напечатанный в 1801 г. Остановимся на них подробнее.

«Трактат...» выдержал пять изданий (1792, 1796, 1801, 1808 и 1815 гг.) В основе этой работы лежат идеи французского натуралиста

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 144

Жоржа де Бюффона. С Бюффоном Д.А. Голицын познакомился в 60-е годы в Париже и затем в течение ряда лет поддерживал связь. Следуя идеям Бюффона, Голицын в своей работе предложил систематизацию минералов, суть которой он сам определял так: «Генезис, или филиция тел в царстве минералов — вот принцип, который я предпочел, и которого буду придерживаться насколько смогу. Я считаю этот метод предпочтительнее перед другими не только потому, что это идея великого человека, но потому, что он ведет к истинной цели. Она заключается в наивозможном упрощении классификации объектов..., уменьшении числа видов, которые могут быть не более чем разновидностями, и облегчении изучения минералогии, которое засоряют посредством многоступенчатого деления». Автор разделил минералы на 8 разрядов или родов, которые в свою очередь подразделялись на классы и разновидности». Далее в соответствии с классификацией приводятся подробнейшие сведения о свойствах практически всех известных на то время минералов. Описание сопровождается историческими сведениями. Название дается на латинском, французском, русском и немецком языках. Следующее издание вышло после открытия целой серии новых минералов.

«Список наименований...» одна из последних работ Д.А. Голицына, являющаяся по своей сути минералогическим словарем. В нем приведены исчерпывающие сведения об известных минералах и горных породах. Труд этот также выдержал несколько изданий, причем второе вышло после того, как Голицын ознакомился с работой Гаюи. Вот что сам он писал по этому поводу: «Превосходный «Курс минералогии» г. де Гаюи... обусловил необходимость нового издания моего «Сборника наименований»... Этот «Курс» позволил мне осознать мои ошибки... Я, не колеблясь, решил руководствоваться этим превосходным трудом как при дефиниции минералов, так и их взаимном сравнении. Я не посмею излагать здесь мое мнение о новой номенклатуре кристаллических форм... когда говорят учителя, ученики должны молчать. Но я переписал номенклатуру... поскольку кристаллография является самой существенной частью упомянутого труда, и имея в виду, что он еще не получил достаточного распространения в Германии, моя работа может стать полезной, тем, кто ее прочтет» Трудно не оценить настоящего мужества ученого, скромности, осознания своего места в науке, бескорыстного служения целям просвещения.

Несколько экземпляров «Сборника наименований» хранятся в Библиотеке Академии Наук в Санкт-Петербурге. Они были присланы Голицыным в Россию в августе 1801 г. На русский язык книга не переводилась.

Кроме этих двух трудов, наиболее широкую известность имеет опубликованное в 1797 г. «Письмо к г. Советнику и профессору Креллю «Большой интерес в этом письме представляет высказывание Голицына о том, какой объем информации он считал необходимым для описания минералов: *«...тела царства минералов должны рассматриваться во всех плоскостях... т.е. к химическому анализу прилагать сведения об их размещении в горных цепях, равно как и о форме кристаллизации минералов, их плотности, однородности, плавкости и горючести...»*. В письме Д.А. Голицын также высказывает свой взгляд на происхождение горных пород, полемизируя со сторонниками «нептунизма» Вернера. Сторонники нептунизма предполагали, что все породы (в том числе базальты и граниты) образовались путем осаждения или кристаллизации первичного океана. Голицын же придерживался идеи «плутонистов», был приверженцем магматической теории происхождения базальтов и писал: *«Я, признаюсь, не вижу достаточных оснований исключать базальты из семейства вулканических пород... Базальты образовались в недрах вулканов, не важно каким путем, оставаясь до времени неподвижными в местах зарождения»*. И еще одна цитата из того же письма — комментарии к ней, как нам кажется, излишни: *«Существуют два подхода к наблюдению минералов: минералога и геолога. Первый... не добивается ничего другого как только определить и получше охарактеризовать разряд, вид и разновидность ископаемого... Физик-геолог идет гораздо дальше: к исследованию минералога он добавляет исследование залегания, распределения и взаимных связей ископаемых в недрах Земли. Исходя из этого, он приходит к выводам, раскрывающим тайну строения и материального состава нашего земного шара. Чистый минералог, какое бы место он не занимал в науке, не сможет никогда привести нас к открытиям подобного рода, если он не приобщится к геологическим знаниям. Пожелаем, чтобы обе эти науки всегда шагали вместе»*.

Голицын также прекрасно понимал значение развивающейся в то время очень интенсивно аналитической химии, предавая особенную важность химическому анализу

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 145

минералов. Благодаря своим обширным научным связям, он одним из первых узнавал о сенсационных открытиях новых «металлов и полуметаллов». Он поддерживал отношения с Петрусом Кампером, Мартином Клапротом, Луи Вокленом и многими другими, переписывался с ними, отправлял им для исследований образцы из своей коллекции и, в частности, минералы из России.

Голицын даже изберет для эпиграфа к своему фундаментальному труду высказывание французского геолога Доломье: *«Именно под началом химии минералогия смогла проникнуть во все внутренние тайны ископаемых и добиться важнейших знаний об их составе».* Интересно, что при этом князь весьма критично относится к работам в области химии минералов, замечая: *«то ли потому, что химики еще не нашли подходящих средств, ведущих к распознанию состава минералов, то ли по другим, не известным мне причинам, результаты их анализов, соответственно, так мало согласуются между собой, что теперь не знают, как относиться ко всему тому, что было сделано и сказано о минералах».*

Нельзя не упомянуть еще несколько работ Голицына, относящихся к новой для того времени области знаний, которая сейчас называется вулканологией. Вот, что пишет о них директор Института вулканологии ДВО РАН, академик С.А. Федотов: *«В конце XVIII в. среди немногих противников нептунизма был Д.А. Голицын. ...К большому сожалению, его замечательные работы по вулканологии были забыты и вновь попали в поле зрения историков науки только в 1985 г.».*

18 февраля 1785 г. на заседании Академии наук Бельгии Д.А. Голицын зачитал «Мемуары о некоторых потухших вулканах Германии». Он поражался тому, что ему первому пришлось изучать эти многочисленные интересные вулканы, бывшие тогда «в полном пренебрежении». В «Мемуарах» было дано их описание и показано, что базальты, лавы и брекчии являются, вопреки мнению нептунистов, вулканическими продуктами, а не осадочными породами.

В 1792 г. Д.А. Голицын, оспаривая взгляды итальянского натуралиста Л. Спалланцани о природе вулканической деятельности Этны и Везувия, пришел к выводам, которые намного опережали его время. Д.А. Голицын писал, что «вулканический жар» происходит не от подземных пожаров угля. Он полагал, что «степень тепла» расплавленных пород зависит от содержания в них газов, прежде всего кислорода, и сернистых веществ. Из-за наличия газовой смеси «вулканический жар» может иметь более низкую температуру, чем в стекловаренных печах» (Федотов, 1986).

Как уже говорилось, труды Дмитрия Алексеевича в области естествознания получили широкую известность, они принесли ему вполне заслуженную славу. Достаточно перечислить его звания, чтобы оценить отношение современников к нашему соотечественнику: член-корреспондент Голландского общества наук (1777); иностранный член Брюссельской Академии наук и изящной словесности (1778); почетный член Петербургской Академии наук (1778); иностранный член Шведской Академии наук (1788); иностранный член Берлинской Академии наук (1793); член Германской Академии естествоиспытателей («Леопольдины») (1795); иностранный член Лондонского Королевского общества наук (1798); член Вольного Экономического общества (1798); почетный член (1799) и президент (1799) Йенского Минералогического общества.

На этом последнем остановимся отдельно.

Город Йена в герцогстве Саксен-Веймар и Эйзенах славился своим, основанным еще в 1558 г. университетом. В XVIII веке университет был известен «широкой и рациональной программой обучения студентов естественным наукам». Минералогию впервые включил в свой курс естественной истории Иоганн Вальх. Его крупная коллекция «из трех царств природы» (кабинет натуралий) была в 1799 году приобретена Карлом Августом герцогом Саксен-Веймар Эйзенахским по инициативе И.В. Гёте и размещена в Йенском герцогском замке. Это собрание составило основу будущего Минералогического музея в Йене. Хранителем кабинета в том же году стал магистр философии Иоганн Георг Ленц (1748—1832). Ленц же в 1782 году ввел в университетский курс преподавание минералогии как отдельной научной дисциплины. В 1794 г., получив кафедру, Ленц полностью посвятил себя минералогии и, «чтобы способствовать расцвету этой науки», учредил 7 января 1796 г. «Герцогское Общество всеобщей минералогии в Йене». Труды Д.А. Голицына не могли пройти мимо внимания членов Общества, и в мае 1799 г. наш соотечественник был избран его Почетным членом. Почетными членами Йенского минералогического общества были крупнейшие естествоиспытатели — Гёте, Клапрот, Гаюи.

По уставу в Обществе предусматривались президент и директор. Бессменным ди-

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 146

ректором до конца своей жизни (до 1832 г.) был Ленц, а президентом в 1799 г. предложили стать Дмитрию Алексеевичу Голицыну. 21 июля общее собрание Общества избрало Голицына президентом. По состоянию здоровья, он так и не смог побывать в Йене, для знакомства Ленц сам приезжал в Брауншвейг. Дмитрий Алексеевич занимал этот высокий пост четыре последних года своей жизни, все это время он вел интенсивную переписку с Ленцем. В архиве Йенского университета сохранились 25 писем. Но перепиской дело не ограничивалось. Князь передавал обществу книги и минералы из своих коллекций, в том числе, поступившие из России. Делился полученными с родины новостями науки. Например, несколько раз рассказывал о А.А. Мусине-Пушкине, его поездке на Кавказ, говорил, что попросил его «собрать коллекцию красивых минералов для нашего Общества», сообщает о том, что петербургский ученый «проверил и подтвердил» наличие хрома «в красной свинцовой руде из Сибири» (крокоит). Труды самого Дмитрия Алексеевича, переданные им Обществу, до сих пор хранятся в библиотеке Йенского университета. В эти же годы, как и в течение всей своей жизни, Дмитрий Алексеевич продолжает поддерживать и интересы российской науки, посылая новые научные издания, сообщая новую информацию, рассказывая о новых в науке именах.

Между тем, к ухудшающемуся состоянию здоровья Дмитрия Алексеевича добавляются еще и финансовые затруднения. И всегда небогатый, русский князь начинает испытывать серьезные трудности. В этих условиях он задумывается о дальнейшей судьбе своей коллекции и библиотеки. Вывезти все это в Россию возможности практически не было, военно-политическая обстановка в Европе делала такую перевозку весьма рискованной. Необходимость же покинуть дом, в котором жил, сменив его на новое, более дешевое жилье, еще усугубило проблему. Выход Дмитрий Алексеевич нашел блестящий: он решил передать свою минералогическую коллекцию и библиотеку Минералогическому обществу, которое возглавлял. Дар этот, безусловно, был с благодарностью принят. Вот, что было написано в письме, составленном Гёте и подписанным герцогом Карлом Августом: *«Это учреждение* [имеется в виду Минералогическое общество], *начавшееся с малого и достигшее прочного существования, исключительно Вам, милостивый государь, обязано тем уважением и блеском, которые его теперь отличают среди других подобных учреждений. Вы не только благоволили принять на себя бремя должности президента, чтобы помогать Обществу Вашими знаниями, но Вы проявили излишек доброты, даря великолепную коллекцию, вдвойне интересную как по ценности и редкости экземпляров, так и по искусству знатока, который их собирал».*

Передать материал было очень непросто, 8 августа 1802 г. Голицын просит Ленца поторопиться: *«Я должен покинуть дом... если Вы принимаете мою коллекцию, то я оставляю ее в доме, который я покидаю...».* 29 октября Дмитрию Алексеевичу сообщают, что все минералы упакованы, и что они сегодня же будут у экспедитора, который не замедлит отправить их в Йену. В декабре 1802 г. коллекция была привезена в Брауншвейг и размещена в Минералогическом музее в старом герцогском замке.

Что же представляла из себя коллекция, подаренная князем Голицыным Йенскому минералогическому обществу?

Сведения о ней скупы и отрывочны. Личный архив Голицына, хранившийся в Бра-

Рис. 2. Пластина песчаника. 44 × 17 см. Бразилия. Минералогическая коллекция Университета им. Фридриха Шиллера, г. Йена, Германия. Фото: М.Б. Лейбов.

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 147

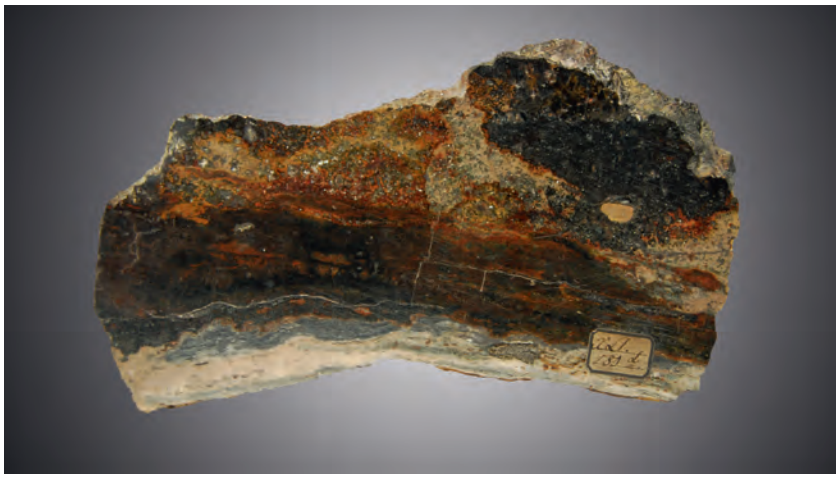


Рис. 3. Скарн с гранатом и биотитом. 17 × 9 см. Везувий, Италия. Минералогическая коллекция Университета им. Фридриха Шиллера, г. Йена, Германия. Фото: М.Б. Лейбов.

уншвейге, был уничтожен во время Второй мировой войны, об этом пишет Цверава. Никаких каталогов коллекции не уцелело, о чем сообщил Венделлу Вилсону в личной переписке доктор Хорст Франк, хранитель коллекции минералов Йенского университета в 1991 г. (Wilson, 1991).

Известно, что ко времени переезда из Гааги в Брауншвейг собрание минералов Голицына поражало современников количеством, разнообразием и редкостью образцов. Как пишет Г. Форстер, посетивший Голицына в 1790 г.: *«Минералогический кабинет князя является собранием знатока, который сам его собрал и сохранил, что бывает нечасто и в своем роде поучительно».*

Сам Голицын писал: *«Моя коллекция интересна в основном количеством минералов из дальних стран весьма крупных размеров».*

Безусловно, помимо собственных сборов Голицына, коллекция пополнялась и за счет поступлений минералов от многочисленных корреспондентов, в том числе и из России. Бывая в различных городах, князь не упускал возможность ознакомится с коллекциями музеев и частных лиц, часто приобретая для себя что-нибудь интересное.

Из книги Г.К. Цверава автором выбрано все, относящееся к описанию образцов коллекции. Таких сведений, к сожалению, немного: *«Я только что получил очень интересные минералы из Сибири: аквамарины одиночные и в оболочке, кристаллический малахит, золотоносные пириты в оболочке, золотоносный хрупкий кварц, огромный кусок роговой обманки из серебряного рудника, камень русского лабрадора и многое другое».* Упоминаются также: «полуторафутовая глыба гибкого песчаник пейреска»; «любопытный набор теллуровых руд, который аббат Арнольди выслал мне из Вены»; «бугристый малахит, очень красивый, весит может быть больше одного квинтала [центнера]»; «жилы берилла с Урала и Даурии, смешанные немного с желтым и бесцветным топазом»; «зеолиты всех видов»; «группа турмалина с хорошо сохранившимися пирамидами».

Известно, что при передаче коллекции, вес груза, перевозившегося из Брауншвейга в Йену, был равен 1850 кг.

О коллекции Д.А. Голицына писал В.И. Вернадский: *«К сожалению, коллекции Гёте и Йенского университета, коллекция Голицына и других не были просмотрены никем из знающих минералогию нашей страны. В ней могут оказаться уники и новые месторождения, в наших музеях не сохраненные. К сожалению, в мое посещение Веймара в 1936 г. она была, благодаря переделкам, недоступна»* (Вернадский, 1981). О судьбе коллекции существует два мнения. Дословная цитата из книги Цверава: *«Во время посещения Йены автор навел справки о судьбе минералогической коллекции Голицына. Она постепенно растворилась в экспозиции Йенского минералогического музея. В 90-х годах XIX века Минералогическое общество распалось, а после 1908 года, когда снесли герцогский замок* [где она хранилась], *для коллекции не нашлось хозяина; 35 000 образцов минералов и по сей день покоятся в одном из складских помещений Йенского университета».*

И еще одна цитата из статьи Венделла Вилсона: *«Йенское минералогическое общество в 1890-е годы распалось, а в 1908 году замок был разрушен. Но коллекция Голицына не пострадала: ее переместили в 1905 году в недавно выстроенное здание Минералого-геологического института. Здесь мине-*

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 148

ралы сохранялись до 1945 года. Они погибли, когда на здание были сброшены бомбы» (Wilson, 1991), то есть Вилсон ссылается на Цверава, у которого текст выглядит несколько иначе.

Последней известной рукописью Д.А. Голицына является письмо к Ленцу от 8 марта 1803 г. В письме князь выражает надежду на то, что его коллекция получена в сохранности, и сообщает о том, что Вольное экономическое общество в Петербурге *«наградило его серебряной медалью, т.к. «Сборник наименований... был признан в Петербурге столь полезным для науки...»*. В этом же письме последнее упоминание о коллекции: *«Я полагаю, милостивый государь, что в настоящее время все минералы моей коллекции распакованы и находятся у Вас. Прошу Вас побеспокоиться разместить их теперь согласно системе Гаюи и не мучиться, стараясь сохранить порядок, в котором они были раньше. Я уже имел честь Вам говорить, что у меня не было досуга этот порядок изменить, но, тем не менее, я в последнее время ощущал крайнюю необходимость в этом».*

Дмитрий Алексеевич Голицын скончался в Брауншвейге 4/16 марта 1803 г. и был похоронен на кладбище у церкви Св. Николая.

В 2005 г. на V Международном симпозиуме «Минералогические музеи» в Санкт-Петербурге сделала доклад об истории Минералогического музея Йенского университета Биргит Крехер-Хартман (Kreher-Hartmann, 2005). Она рассказала о находке, по крайней мере, 2-х образцов из коллекции Д.А. Голицына и соответствующих им описаний в каталогах. Один из них — пластина песчаника (рис. 2), а второй — скарн с гранатом и биотитом (рис. 3). Для этих образцов найдены соответствующие им записи в каталоге университетской коллекции (Минералогическая коллекция Университета им. Фридриха Шиллера, Йена) и Каталоге коллекции Голицына (Архив Гёте и Шиллера, Веймар).

Фотографии образцов и каталогов были сделаны М.Б. Лейбовым в 2008 г. с любезного разрешения Биргит Крехер-Хартман.

Находка образцов из коллекции Д.А. Голицына и интерес к нему наших немецких коллег говорит о том, что имя нашего соотечественника не забыто и навсегда останется в истории минералогии.

Литература

Болховитинов Н.Н. Россия открывает Америку. 1732—1799: к 500-летию открытия Америки. Международные отношения. **1991**. URL: http://royallib.ru/read/bolhovitinov_n/rossiya_otkrivaet_ameriku_1732_1799.html#0 (март 2013 г.)

Вернадский В.И. Мысли и замечания о Гёте, как натуралисте // Избранные труды по истории науки. М.: Наука. **1981**. С. 176—187.

Голицын Г.С. Дмитрий Алексеевич Голицын — обретение образа выдающегося дипломата, учёного, собирателя экспонатов для Эрмитажа / Рукопись. М. **2008**. 8 с.

Горяинов П. Руководство к преподаванию минералогии. СПб. **1835**. 288 с.

Григорьев Д.П., Шафрановский И.И. Выдающиеся русские минералоги. М., Л.: АН СССР. **1949**. 274 с.

Кондратьев И.К. Седая старина Москвы. М.: Воениздат. **1996**. 527 с.

Свердлова И., Чистяков Н. Инженер, историк, литератор // Электросвязь. **1994**. № 12. С. 31.

Федотов С.А. Вулканология: история, развитие, задачи // Вестник АН СССР. **1986**. № 6. С. 100—105.

Цверава Г.К. Дмитрий Алексеевич Голицын 1734—1803. Л.: Наука. **1985**. 184 с.

Kreher-Hartmann B. The history of the mineral collections of the University of Jena // Минералогические музеи. Тез. Докл. V Международного симпозиума. СПб: СПбГУ. **2005**. С. 28—29.

Wilson W.E. Dmitrii Alekseevich Golitsyn (1734—1803). His life and Works // Matrix. **1991**. Vol. 2. No 4. P. 49—55.

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 149

Минералогические заметки

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 150

УДК 549.66 (470.1/25)

ЯРКОЕ ОПТИЧЕСКОЕ ЛИЦО ФЕРСМАНИТА

Э.М. Спиридонов
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, ernstspiridon@gmail.com

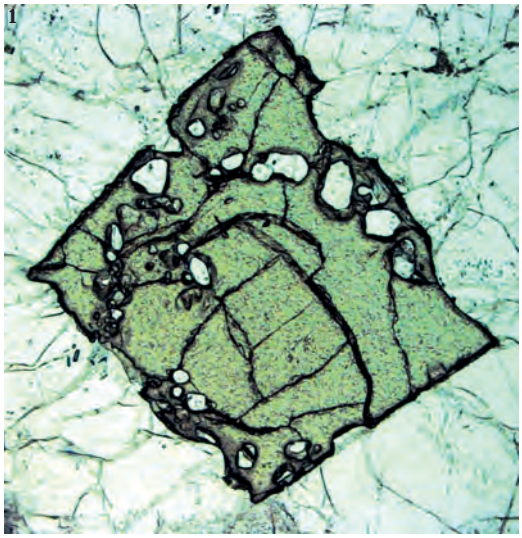
Дана краткая характеристика характерного редкого минерала щелочных магматитов, пегматитов и гидротермалитов — ферсманита. Минерала назван в честь Александра Евгеньевича Ферсмана — знаменитого минералога, геохимика, путешественника, географа, поэта камня. Приведены микрофотографии, показывающие яркое оптическое лицо ферсманита.
В статье 3 рисунка, список литературы из 10 названий.
Ключевые слова: А.Е. Ферсман, ферсманит, микрофотографии в проходящем свете.

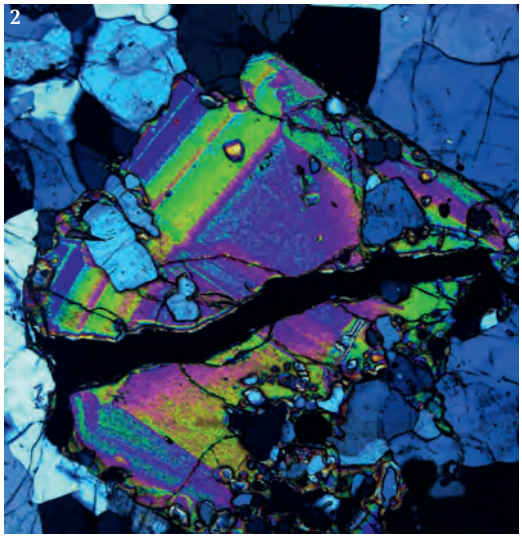
Ферсманит — редкий, но характерный минерал щелочных пегматитов и щелочных гидротермалитов, относительно широко развитый в центральной части Хибинского интрузива, был открыт и изучен А.Н. Лабунцовым (Лабунцов, 1929; Лабунцов, 1933; Соколова, 1986). Минерал назван в честь Александра Евгеньевича Ферсмана — знаменитого минералога, геохимика, географа, путешественника, поэта камня. К настоящему времени помимо Хибин ферсманит установлен в щелочных образованиях Бразилии (Atencio *et al.*, 1999) и Рейнского грабена (Hentschell, 1993). Оптические свойства ферсманита определила И.Д. Борнеман-Старынкевич (Starinkevitsch-Borneman, 1939): для этого моноклинного минерала характерен высокий рельеф, $n_g = 1.91-1.94$, весьма сильное двупреломление $n_g - n_p = 0.04-0.05$, иногда зональное строение, малый угол оптических осей (менее 7°). Состав и структура ферсманита уточнены в 1977 г. (Machin, 1977).

В.В. Илюхин с сотрудниками впервые определили точную формулу $Ca_4(Na,Ca)_4Ti_3(Nb,Ti)_1(Si_2O_7)_2O_8F_3$ и полностью расшифровали кристаллическую структуру хибинского ферсманита (Сафьянов и др., 1984). Их вариант структуры ферсманита и его формулы подтверждён в работе Е.В. Соколовой (Sokolova *et al.*, 2002). Ферсманит — тетрамер, сходный с батиситом (Никитин, Белов, 1962).

Шлифы с ферсманитом изготовлены из образцов, отобранных на горе Эвеслогчорр в долине реки Вуоннемиок, Хибины. Ферсманит ассоциирует с полевыми шпатами, нефе-

Рис. 1. Рельефный, относительно правильный кристалл ферсманита в матрице нефелина и K-Na полевого шпата. В проходящем свете при 1 николе. Ширина поля зрения 5 мм.
Рис. 2. Зональный кристалл ферсманита. В проходящем свете, николи x. Трещина в центре кристалла — дефект шлифа. Ширина поля зрения 5 мм.





NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 151

лином, эгирином, пектолитом. Форма кристаллов разнообразная, от ксеноморфной до относительно правильной. В проходящем свете при 1 николе ферсманит (рис. 1) несколько напоминает титанит (сфен). Отчётливое зональное строение кристаллов хибинского ферсманита и его яркое оптическое лицо иллюстрируют микрофотографии в проходящем свете при скрещенных николях (рис. 2, 3).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 13-05-00839).

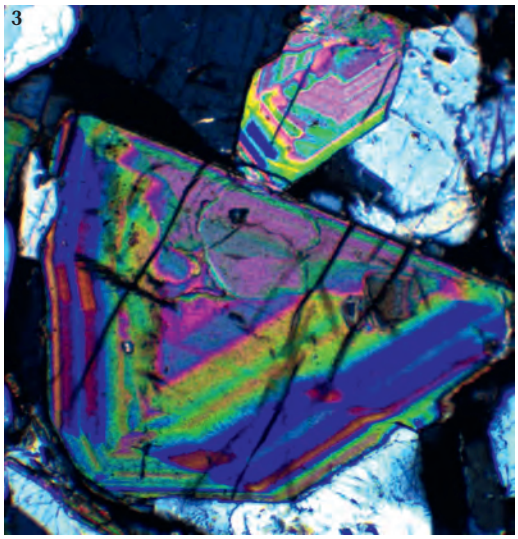


Рис. 3. Срастание зональных кристаллов ферсманита. В проходящем свете, николи х. Ширина поля зрения 5 мм.

Литература

Лабунцов А.Н. Ферсманит — новый минерал из Хибинских тундр // Докл. АН СССР. **1929**. Сер. А12. С. 297—301.

Лабунцов А.Н. Минералогические особенности центральной части Хибинского массива (месторождения циркона, катаплеита и ферсманита) // Хибинские апатиты. Л.: Химтрест. **1933**. Т. 6. С. 202—208.

Никитин А.В., Белов Н.В. Кристаллическая структура батисита $Na_2BaTi_2Si_4O_{14}$ = $Na_2BaTi_2O_2[Si_4O_{12}]$ // Докл. АН СССР. **1962**. Т. 146. № 6. С. 1401—1403.

Сафьянов Ю.Н., Бочкова Р.И., Илюхин В.В. Кристаллическая структура ферсманита // Кристаллография. **1984**. Т. 29. № 1. С. 56—59.

Соколова М.Н. Типоморфизм минералов ультраагпаитовых ассоциаций (на примере Хибинского массива). М.: Наука. **1986**. 117 с.

Atencio D., Coutinho J.M.V., Ulrich M.N.C., Vlach S.R.F., Raszvetaeva R.K., Pushcharovsky D.Yu. Hainite from Poços de Caldas, Minas Gerais, Brazil // Canad. Mineral. **1999**. Vol. 37. Pt. 1. P. 91—98.

Hentschell G. Die Lavastrome der Graulau: eine neue Fundstelle in der Westeifel // Lapis. **1993**. Bd. 18. S. 11—29. (на нем. яз.)

Machin M.P. Fersmanite, $(Ca,Na)_4(Ti,Nb)_2Si_2O_{11}(F,OH)_2$: a restudy // Canad. Mineral. **1977**. Vol. 15. Pt. 1. P. 87—91.

Sokolova E., Hawthorne F.C., Khomyakov A.P. The crystal chemistry of fersmanite, $Ca_4(Na,Ca)_4(Ti,Nb)_4(Si_2O_7)_2O_8F_3$ // Canad. Mineral. **2002**. Vol. 40. Pt. 5. P. 1421—1428.

Starinkevitsch-Borneman I.D. Fersmanite // Mineral. Abstr. **1939**. Vol. 7. P. 209.

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 152

УДК 549(479) + 551.44

МИНЕРАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ПЕЩЕРЫ ПРОМЕТЕЯ В ЗАПАДНОЙ ГРУЗИИ

Е.Н. Матвиенко
Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана, РАН, Москва, mineral@fmm.ru

Под Кутаиси, близ Цхалтубо, в 2011 г. открыта для посещения пещера Прометея, заложенная в нижнемеловых известняках. Описаны основные минеральные агрегаты пещеры.
В статье 7 рисунков, список литературы из 6 наименований.
Ключевые слова: карст Западной Грузии, Цхалтубская равнина, пещера Прометея, минеральные агрегаты пещер.

В сентябре 2012 года автору посчастливилось предпринять двухнедельное путешествие по Грузии с посещением карстовых территорий.

Вследствие широкого развития известняковых толщ верхнеюрского и мелового возраста на Кавказе, особенно мощных на южном склоне Большого Кавказского хребта, карст в Грузии проявлен великолепно. В отдельных районах общая мощность карстующихся пород колеблется в пределах 1200 – 2600 м (Геология СССР, 1964). Это, а также наличие других благоприятствующих факторов (обильные осадки, относительно высокие температуры, тектонические движения и др.) обусловливает масштабность и многообразие карстовых явлений. Еще в советские годы на грузинской территории было зафиксировано свыше 600 пещер — более 2/3 известных в СССР (Тинтилозов, 1976). Сосредоточены пещеры по большей части в Западной Грузии. Как крупная спелеологическая провинция рассматривается горная известняковая полоса Грузии, занимающая промежуточное положение между складчатой системой южного склона и Грузинской глыбой (Геология СССР, 1964). Хорошо известны пещеры Абхазии, в частности Новоафонская, которая была открыта в 1961 году, а обустроена для посещений в 1975-м. В схеме спелеологического районирования она отнесена к подпровинции предгорных и низкогорных массивов, как и находящиеся на теперешней территории Грузии пещеры Нижне-Имеретского района, в частности Цхалтубской волнистой равнины, имеющие с ней ряд общих черт (Тинтилозов, 1976). Сложена равнина преимущественно нижнемеловыми известняками.

Цхалтубский карстовый регион находится на восточной холмистой окраине Колхидской низменности, в долине реки Цхалтубо, к которой с северо-востока примыкают отроги Сальгуральского хребта Большого Кавказа. Бальнеологический курорт Цхалтубо, расположенный в 9 км к северо-западу от Кутаиси, известен термальными водами и радоновыми источниками. В советское время внимание здесь привлекал также созданный еще в 1935 году Сатаплийский государственный комплексный заповедник со следами динозавров и одноименной небольшой пещерой, гораздо скромнее Новоафонской.

В 1973 г. сотрудниками лаборатории карстологии и спелеологии Института географии им. Вашухти АН Грузии в 9 км к северо-западу от Цхалтубо, близ деревни Кумистави, была открыта новая пещера, которая в дальнейшем исследовалась спелеологами и оказалась частью большой пещерной системы, объединенной подземной рекой. В новейшее время территория попала в грандиозную правительственную программу развития туризма в Западной Грузии, и пещеры Сатаплия и Кумистави были обустроены на самом современном уровне. В 2011 году последняя была открыта под именем пещеры Прометея как альтернатива Новоафонской, утраченной Грузией.

Вход в пещеру Прометея находится на высоте 100 м над уровнем моря. Площадь ее оценивается в 200 – 250 кв. км, глубина — 40 м. Как показали исследования, общая длина ходов составляет 20 км. Сейчас в ней найдены 17 залов, 7 входов-пещер. В настоящее время обустроен специальный туристический маршрут длиной 1 км 600 м, который заканчивается у подземного озера, где можно сесть в лодки и выплыть на поверхность по подземной реке. В пещере постоянная температура +14°С. Здесь обитают летучие мыши, а также приспособившиеся к темноте организмы: пресноводные моллюски, пауки, черви, ракообразные. Дорожки и лестницы размещены так, что маршрут дает возможность осмотреть пять больших залов протяженностью до 35 м и высотой до 7 м (рис. 1).

Осветительные приборы создают достаточную подсветку, местами цветную, играет негромкая классическая музыка.

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 153

Рис. 1. Вид со смотровой площадки. Высота ограждения 1 м. Фото: А. Лобачев.

Рис. 2. Сталактито-сталагмитовая кора. Высота «пагоды» справа — 3 м. Фото: А. Лобачев.

Рис. 3. Каменный «водопад». Высота до 3 м. Фото: А. Лобачев.

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 154

Рис. 4. Сталактито-салагмитовая кора, окрашенная терригенной примесью. Высота потолка до 2.5 м. Фото: А. Лобачев.

Прежде всего обращает на себя внимание сложная форма карстовой полости, признаки неоднократно происходивших обрушений, явное проявление стадийности образования пещерных форм, когда этапы минералообразования сменялись перерывами и, по-видимому, периодами растворения. В целом эти признаки, как и гигантские сталактито-сталагмитовые образования (рис. 2), весьма напоминают Новоафонскую пещеру.

В.И. Степанов исследовал последнюю и определил особенности генетических этапов ее развития (Степанов, 1971). Представляется интересным сравнить увиденное с его описанием и охарактеризовать минеральные агрегаты по возможности в терминах, предложенных им и использованных при создании на материале из Средней Азии выставки «Пещеры» в Минералогическом музее.

В пещере Прометея, как и в Новоафонской, развита мощная туфовая сталактито-сталагмитовая кора. В данном случае имеется в виду известковый туф — пористая кальцитовая порода, которая формирует наиболее мощные гравитационные пещерные образования (Степанов, 1971; 1998). На крутопадающих участках глыбовых завалов туфовая кора образует громадные «водопады» (рис. 3).

Характерна также терригенная примесь (глинистая, глинисто-песчаная) в качестве причины окраски сталактито-сталагмитовой коры. Причем зачастую эта примесь распределена неравномерно, и можно видеть фрагменты чисто-белых просвечивающих форм (рис. 4), как правило, более поздних генераций.

Таким образом, местами наблюдается кальцитовая сталактит-сталагмитовая кора, кристаллизация которой происходила медленнее туфовой, без захвата терригенного материала периодически заполнявших пещеру потоков. Участками неравномерно развито окрашивание форм железистыми соединениями в красно-бурые тона (рис. 3), более локально — в желтые, довольно яркие (деятельность бактерий?), а также в черный цвет с металлическим отливом, видимо, вследствие примеси соединений марганца (вада $MnO_2 \bullet nH_2O$?).

Сталактиты (рис. 5) здесь развиты обильно, в большей степени, чем в Новоафонской пещере, и их виды варьируют: конические, цилиндрические, уплощенные. В центрах срезов, оставшихся вследствие обустройства маршрута, можно увидеть подводящие каналы, которые при удачной подсветке маркируются капельками просачивающейся воды, по краям срезы зачастую обрастают новыми мелкими сталактитами (рис. 6).

Характерны линейные ансамбли сталактитов, развившихся вдоль трещин свода (рис. 5, 6), а также уплощенные сталактиты — продукт линейного просачивания (Степанов, 1998). Чутко следуя изменению положения в пространстве питающей поверхности, эти природные минералогические отвесы приобретают сложные формы, порой сливаются, образуют местами причудливо изогнутые занавеси (рис. 7a). Обращают на себя внимание практически прозрачные полосы, выделяющиеся на остальном окрашенном терригенной примесью фоне (рис. 7b).

NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 155

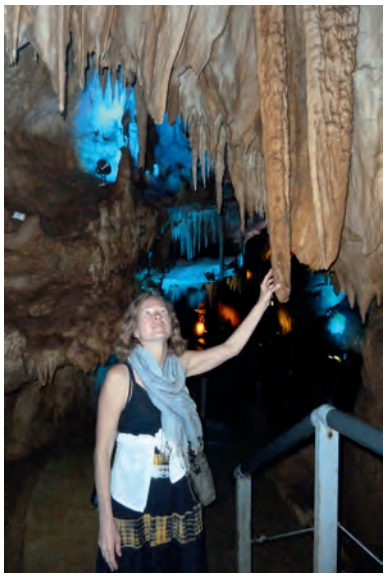


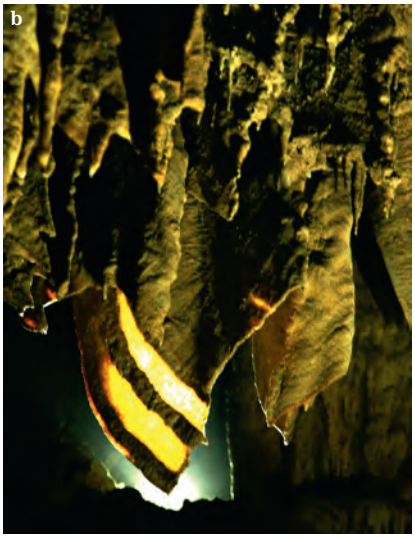
Рис. 5. Сталактиты. Фото: Е. Кислова.

Рис. 6. Сталактиты и сталагмиты одной генерации. Фото: Т. Павлова.

Подобные фрагменты можно назвать кристалактитовыми (Степанов, 1998), как просвечивающие драпировки на выставке «Пещеры», ввиду их крупнокристаллической структуры.

Сталагмиты также весьма разнообразны. Широко распространены туфовые сталагмитовые коры, возникающие при площадном питании (плоский гравитационный поток) (Степанов, 1998). Наблюдаются характерные корки типа «яичницы», fried eggs, (рис. 3, на переднем плане), которые образуются на первичной стадии роста собственно сталагмита при осевом питании, до того как при дальнейшем росте вступает в силу геометрический отбор. Выделяются крупные туфо-кальцитовые сталагмиты (то есть туфлагмиты, по Степанову, 1998), подобные новоафонским, со сложной поверхностью, отражающей многостадийность их образования (рис. 2). На сталагмитовые покровы местами нарастают конические и цилиндрические сталагмиты (рис. 4, 6), чаще окрашенные в разной степени глинистой примесью. Наблюдалась и белоснежная форма с искрящейся гранями кристалликов поверхностью.

Рис. 7. Сталактитовые занавеси: a — размер до 0.8 м. Красная подсветка. Фото: А. Лобачев. b — ширина полос, свободных от терригенной примеси, до 4 см. Фото: Т. Павлова.



NDM49_P076-156_141229:- 29.12.2014 21:40 Страница 156

Кораллитовая кора, образующаяся вследствие испарения капиллярных пленок в «сухие» периоды, хорошо развита в Новоафонских пещерах (Степанов, 1971) в боковых ходах, укромных уголках. В пещере Прометея, следуя основным маршрутом, нам удалось наблюдать обрастание кораллитами более ранних продуктов кристаллизации — формы, которые можно назвать корлактитами и ансамблями кораллитов и сталактитов, подобные хайдарканским на выставке в Минералогическом музее, а также кораллитов и сталагмитов.

Постепенные переходы конических сталактитов в кораллиты вообще типичны, как постепенные переходы гравитационных текстур к кораллитовым по мере уменьшения толщины пленки и тем самым ее способности к движению под действием силы тяжести (Степанов, 1998).

Геликтиты — причудливо изгибающиеся цилиндрические веточки, на направление роста которых не влияет сила тяжести, возникающие при кристаллизации на выходе из капиллярного канала, надежно определить не удалось, тогда как в Новоафонской пещере в Геликтитовом зале они нарастают на сталактиты. Диагностика требует исследования характера подводящего канала, иначе их можно спутать с эксцентрическими сталактитами.

Вообще в пещере Прометея отдельные формы зачастую трудно охарактеризовать ввиду сложного, комбинированного характера образований, распространенности парагенетических ансамблей (сталактит — драпировка и др.), гибридных текстур (Степанов, 1998). Во многих случаях парагенетические ансамбли проявляют индивидуальность своей морфологии, что заставляет вспомнить о применении к ним термина «поведение» по аналогии с характеристикой живых организмов (Слётов, 1985).

В Новоафонской пещере среди продуктов кристаллизации одной из генераций было отмечено обилие агрегатов гипса (Степанов, 1971), и не исключено их наличие в пещере Прометея за счет образования в «сухой» период жизни пещеры (Maltsev, 1993).

В заключение автор выражает искреннюю благодарность руководителям поездки Н.А. Вагановой, А. М. Макаровой и Т.Г. Павловой, а также товарищам, поделившимся фотографиями.

Литература

Геология СССР. Том X. Ч. 1. М: Недра. **1964**. 656 с.

Слётов В.А. К онтогении кристалликтитовых и геликтитовых агрегатов кальцита и арагонита из пещер юга Ферганы // Новые данные о минералах. **1985**. Вып. 32. С. 119—127.

Степанов В.И. Периодичность процессов кристаллизации в карстовых пещерах // Труды мин. музея им. Ферсмана. **1971**. Вып. 20. С. 161—171.

Степанов В.И. Структуры и текстуры минеральных агрегатов, образующихся в свободном пространстве пустот // Спелеология в России. **1998**. Вып. 1. С. 70—91.

Тинтилозов З.К. Карстовые пещеры Грузии. Тбилиси: Мецниереба. **1976**. 275 с.

Maltsev V.A. Minerals of the Cupp Coutunn karst cave system, Southeast Turkmenistan // Мир камня. **1993**. № 2. С. 5—30.