

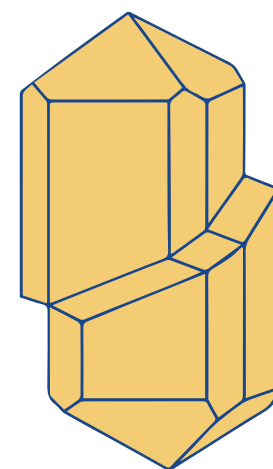


Санкт-Петербургский  
государственный  
университет



Научная конференция

Минералогические музеи 2019



**Минералогические музеи 2019**  
**Минералогия вчера, сегодня, завтра**  
200 лет кафедре минералогии  
Санкт-Петербургского  
государственного университета

# Материалы конференции

17–19 сентября 2019 года



САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ  
ВСЕРОССИЙСКОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО



**МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ МУЗЕИ – 2019**  
**Минералогия вчера, сегодня, завтра**

Материалы конференции,  
посвященной 200-летию кафедры минералогии  
Санкт-Петербургского государственного университета

17–19 сентября 2019 г.

Санкт-Петербург  
2019

**«Минералогические музеи – 2019. Минералогия вчера, сегодня, завтра».** Материалы научной конференции / Отв. ред. проф. А.И.Брусницын. Научное издание. – СПб.: С.-Петербург. гос. ун-т, 2019. – 231 с.

В сборнике представлены материалы конференции «Минералогические музеи – 2019. Минералогия вчера, сегодня, завтра», посвященной 200-летию кафедры минералогии Санкт-Петербургского государственного университета, которая проходила с 17 по 19 сентября 2019 г. в Санкт-Петербурге под эгидой СПбГУ и Всероссийского минералогического общества. Статьи сборника охватывают пять научных направлений: 1) Минералогические музеи и коллекции: их роль в сохранении и изучении минерального разнообразия природы и в популяризации минералогических знаний. История минералогии; 2) Систематика минералов, структурная минералогия и кристаллохимия; 3) Новые данные о минералах и минеральных месторождениях; 4) Геммология, природный камень в архитектуре и произведениях искусства; 5) Преподавание минералогии и смежных дисциплин в высшей школе.

Для широко круга специалистов в области минералогии и смежных дисциплин, историков науки.

Илл. 79. Табл. 23.

*Публикуется без издательского редактирования*

*Сайт конференции*

<https://events.spbu.ru/events/minmus2019>

## СПОНСОРЫ КОНФЕРЕНЦИИ



## СОДЕРЖАНИЕ

<b>ПРЕДИСЛОВИЕ</b>	12
--------------------	----

### **МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ МУЗЕИ И КОЛЛЕКЦИИ: ИХ РОЛЬ В СОХРАНЕНИИ И ИЗУЧЕНИИ МИНЕРАЛЬНОГО РАЗНООБРАЗИЯ ПРИРОДЫ. ИСТОРИЯ МИНЕРАЛОГИИ**

*Астахова И.С.*

<b>ЦЕОЛИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ИЗ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ВОСТОЧНЫХ РОДОП И СЕВЕРНОГО ТИМАНА В КОЛЛЕКЦИЯХ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ ИМ. А. А. ЧЕРНОВА</b>	14
--	----

*Волкодав Я.И.*

<b>ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ МУЗЕЙ ИМЕНИ И.Г. ВОЛКОДАВА – СОЗДАНИЕ, СТАНОВЛЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ</b>	16
---	----

*Воронцова Т.Ю.*

<b>УЧЕБНАЯ, ПРОФИОРИЕНТАЦИОННАЯ И ПРОСВЕТИТЕЛЬСКАЯ НАПРАВЛЕННОСТЬ ГОСУДАРСТВЕННОГО МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ ИМ. А.В. СИДОРОВА ИРКУТСКОГО НАЦИОНАЛЬНОГО ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ТЕХНИЧЕСКОГО УНИВЕРСИТЕТА</b>	17
--	----

*Гриценко Ю.Д., Мохова Н.А.*

<b>ТИТАНОВЫЕ ГРАНАТЫ ИЗ КОЛЛЕКЦИИ ПЕТРА АРКАДЬЕВИЧА КОЧУБЕЯ В СОБРАНИИ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ ИМЕНИ А.Е. ФЕРСМАНА РАН</b>	19
--	----

*Докучаев А.Я., Кулаков Ф.В., Лобанов К.В., Петров В.А., Смольянинова В.Н.*

<b>РУДНО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ МУЗЕЙ ИГЕМ РАН: К ТРЕХСОТЛЕТИЮ ОТКРЫТИЯ МИНЕРАЛЬНОГО КАБИНЕТА КУНСТКАМЕРЫ</b>	21
---	----

*Ефремова Л.П., Дурягина А.М., Стокрацкая Л.С.*

<b>ЛОРЕНЦ ФОН ПАНШЕР – ОСНОВАТЕЛЬ РОССИЙСКОГО МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА</b>	23
--	----

*Задорожный М.В., Вишневецкий А.В., Смирнова Т.В., Высоцкий Е.М., Моисеев Б.Е.*

<b>НОВЫЙ САЙТ КОЛЛЕКЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО СИБИРСКОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ (Г. НОВОСИБИРСК) НА КАРТОГРАФИЧЕСКОЙ ПЛАТФОРМЕ «COGIS»</b>	24
---	----

*Зайцев А.Н., Савченко А.И.*

<b>НАСТОЯЩЕЕ И ВОЗМОЖНОЕ БУДУЩЕЕ ТУФОВ ЛАЕТОЛИ СО СЛЕДАМИ AUSTRALORITHECUS AFARENSIS, КРАТЕРНОЕ НАГОРЬЕ, ТАНЗАНИЯ</b>	26
---	----

*Иванов М.А.*

<b>МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ МУЗЕЙ КАК ИНТЕЛЛЕКТУАЛЬНАЯ СИСТЕМА – ВЗГЛЯД В БУДУЩЕЕ</b>	28
---	----

*Иванова Л.А.*

<b>ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЙ И ПРОСВЕТИТЕЛЬСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ МУЗЕЯ ИНСТИТУТА ЗЕМНОЙ КОРЫ СО РАН</b>	29
--	----

*Каримова Ф.Б.*

<b>СЛЕД В ИСТОРИИ МИНЕРАЛОГИИ АБУ РАЙХАНА БЕРУНИ</b>	31
--	----

*Клепиков И.В., Васильев Е.А., Лукьянова Л.И., Анастасенко Г.Ф.*

<b>НАУЧНОЕ ЗНАЧЕНИЕ КОЛЛЕКЦИЙ АЛМАЗОВ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ МУЗЕЕВ СПБГУ И ВСЕГЕИ</b>	32
--	----

*Кривовичев В.Г., Масленников М.А., Бархударова Г.В., Янсон С.Ю.*

<b>КОЛЛЕКЦИЯ Д.И. МЕНДЕЛЕЕВА В МУЗЕЕ КАФЕДРЫ МИНЕРАЛОГИИ СПБГУ: ИСТОРИЯ СОЗДАНИЯ И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ</b>	34
--	----

*Кулаков Ф.В., Докучаев А.Я., Суханов М.К., Смольянинова В.Н.*

<b>ИСТОРИЧЕСКАЯ КОЛЛЕКЦИЯ А.Ф. ПОСТЕЛЬСА В РУДНО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОМ МУЗЕЕ ИГЕМ РАН: ОТ ФАКТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА К ВИРТУАЛЬНОЙ ЭКСПОЗИЦИИ</b>	36
--	----

<i>Кулешевич Л.В.</i> <b>ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ И МИНЕРАЛЫ – ОКСИДЫ ЖЕЛЕЗА В КОЛЛЕКЦИИ МУЗЕЯ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ (ПЕТРОЗАВОДСК)</b>	38
<i>Князева Т.М., Кургузова А.В., Петров Д.А.</i> <b>РАЗРАБОТКА МЕТОДИКИ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ЭКСПОЗИЦИЙ В ГОРНОМ МУЗЕЕ</b>	40
<i>Лавров О.Б.</i> <b>ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ АМЕТИСТОВОЙ И СОПУТСТВУЮЩЕЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ОСТРОВА ВОЛКОСТРОВ (ОНЕЖСКОЕ ОЗЕРО, КАРЕЛИЯ)</b>	41
<i>Левицкий И.В., Левицкий В.И.</i> <b>ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ – ПРИРОДНЫЕ МУЗЕИ В ОБРАЗОВАТЕЛЬНОМ ПРОЦЕССЕ И ПОПУЛЯРИЗАЦИИ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ЗНАНИЙ</b>	43
<i>Ольховая Е.А., Мавродина Н.М.</i> <b>ЦВЕТНОЙ КАМЕНЬ В ДЕКОРАТИВНОМ УБРАНСТВЕ ЭРМИТАЖА – УНИКАЛЬНАЯ МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ КОЛЛЕКЦИЯ</b>	44
<i>Пактовский Ю.Г.</i> <b>ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЛЕКЦИЙ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ ПЕРМСКОГО УНИВЕРСИТЕТА</b>	46
<i>Печенкин И.Г.</i> <b>ИСТОРИЯ СОЗДАНИЯ ОТЕЧЕСТВЕННЫХ СИНТЕТИЧЕСКИХ РУБИНОВ И САПФИРОВ</b>	48
<i>Поленов Ю. А., Огородников В. Н.</i> <b>ВКЛАД УРАЛА В МИНЕРАЛЬНОЕ МНОГООБРАЗИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ</b>	51
<i>Сидоров М.Ю., Жихарева Н.Г., Компанченко А.А.</i> <b>МУЗЕЙ ГЕОЛОГИ И МИНЕРАЛОГИИ ИМЕНИ И.В. БЕЛЬКОВА: ПРОШЛОЕ, НАСТОЯЩЕЕ, БУДУЩЕЕ</b>	52
<i>Ситникова М.А., Элинг А., Кауфхольд Ш.</i> <b>ИСТОРИЯ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ КОЛЛЕКЦИИ ФЕДЕРАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ ГЕРМАНИИ</b>	54
<i>Смоленский В.В.</i> <b>О НЕОПРЕДЕЛЕННОМ СТАТУСЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ КОЛЛЕКЦИЙ, ИСПОЛЬЗУЕМЫХ ДЛЯ ПРАКТИЧЕСКИХ ЗАНЯТИЙ ПО МИНЕРАЛОГИИ</b>	55
<i>Соляник В.А., Пахомова В.А., Федосеев Д.Г.</i> <b>НОВЫЕ ЭКСПОЗИЦИИ МУЗЕЯ ДВГИ КАК ОТРАЖЕНИЕ РАЗВИТИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ НАУКИ</b>	56
<i>Суханова К.Г., Оболонская Э.В., Скублов С.Г., Котова Е.Л.</i> <b>КОЛЛЕКЦИЯ МЕТЕОРИТОВ ГОРНОГО МУЗЕЯ САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКОГО ГОРНОГО УНИВЕРСИТЕТА: НОВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ХОНДРИТОВ БУШХОФ И КНЯГИНЯ</b>	58
<i>Фришман Н.И.</i> <b>ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МУЗЕИ КАК СПОСОБ ФОРМИРОВАНИЯ И УВЕЛИЧЕНИЯ ИНТЕРЕСА К ИСТОРИИ СТРАНЫ ПРИ ОСУЩЕСТВЛЕНИИ ТУРИСТИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ</b>	60
<b>СИСТЕМАТИКА МИНЕРАЛОВ, СТРУКТУРНАЯ МИНЕРАЛОГИЯ И КРИСТАЛЛОХИМИЯ</b>	
<i>Абдулина В.Р., Сийдра О.И., Назарчук Е.В., Борисов А.С.</i> <b>ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНАЯ РЕНТГЕНОГРАФИЯ И ОБРАТИМАЯ ДЕГИДРАТАЦИЯ КОКИМБИТА <math>Fe^{3+}_2(SO_4)_3 \cdot 9H_2O</math></b>	63

<i>Бочаров С.Н., Крючкова Л.Ю., Вихарев А.Е., Расцветаева Р.К., Иванова А.Г., Рождественская И.В.</i>	
<b>ПОДХОДЫ К РЕКОНСТРУКЦИИ УСЛОВИЙ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ КРИСТАЛЛОВ ПРЕДСТАВИТЕЛЕЙ ИЗОМОРФНО- СМЕШАННЫХ СИСТЕМ С БОЛЬШОЙ РАЗНИЦЕЙ ПАРАМЕТРОВ ЭЛЕМЕНТАРНОЙ ЯЧЕЙКИ</b>	63
<i>Бритвин С.Н., Пеков И.В., Кржижановская М.Г., Агаханов А.А., Тернес Б., Шюллер В., Чуканов Н.В.</i>	
<b>САМАРСКИТ-(Y), YFe<sup>3+</sup>Nb<sub>2</sub>O<sub>8</sub>: ИСТОРИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И КРИСТАЛЛОХИМИЯ НИОБАТА СО СТРУКТУРОЙ ДВОЙНОГО ВОЛЬФРАМИТА</b>	65
<i>Бронзова Ю.М., Франк-Каменецкая О.В., Верещагин О.С., Золотарев А.А.</i>	
<b>ХИМИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ Li-Al-ТУРМАЛИНОВ</b>	66
<i>Гуржий В.В., Кривовичев С.В.</i>	
<b>КРИСТАЛЛОХИМИЯ И СТРУКТУРНАЯ СЛОЖНОСТЬ ВТОРИЧНЫХ МИНЕРАЛОВ УРАНА И ИХ СИНТЕТИЧЕСКИХ АНАЛОГОВ</b>	68
<i>Доливо-Добровольский Д.В.</i>	
<b>ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДОВ ОПТИМИЗАЦИИ ДЛЯ АВТОМАТИЧЕСКОЙ ИДЕНТИФИКАЦИИ МИНЕРАЛЬНЫХ ФАЗ ПО ИХ ХИМИЧЕСКИМ СОСТАВАМ</b>	68
<i>Золотарев А.А. мл., Кривовичев С.В., Яковенчук В.Н., Селиванова Е.А., Паниковровский Т.Л., Пахомовский Я.А., Житова Е.С., Иванюк Г.Ю.</i>	
<b>НОВЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ДАННЫЕ ТИТАНОСИЛИКАТОВ</b>	71
<i>Изатулина А.Р., Франк-Каменецкая О.В., Гуржий В.В., Кузьмина М.А., Зеленская М.С.</i>	
<b>КРИСТАЛЛОХИМИЯ ПРИРОДНЫХ И СИНТЕТИЧЕСКИХ ОКСАЛАТОВ ДВУХВАЛЕНТНЫХ КАТИОНОВ</b>	72
<i>Кривовичев В.Г., Чарыкова М.В., Кривовичев С.В.</i>	
<b>МИНЕРАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ, ОСНОВАННЫЕ НА ЧИСЛЕ ВИДООБРАЗУЮЩИХ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В МИНЕРАЛАХ: ИХ РАЗНООБРАЗИЕ, СЛОЖНОСТЬ, РАСПРОСТРАНЁННОСТЬ В ПРИРОДЕ И ЭВОЛЮЦИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ (ОБЗОР)</b>	73
<i>Кривовичев С.В.</i>	
<b>ПРИНЦИП МАКСИМАЛЬНОЙ ПРОСТОТЫ В МОДУЛЯРНЫХ СЕРИЯХ: ИНФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ</b>	75
<b>НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛАХ И МИНЕРАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ</b>	
<i>Акимова Е.Ю., Азимов П.Я., Серебряков Н.С.</i>	
<b>МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ КИАНИТОВЫХ АМФИБОЛИТОВ ЛЯГКОМИНЫ (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)</b>	78
<i>Алексеев В.И., Галанкина О.Л.</i>	
<b>НИОБИЕВО-ТАНТАЛОВЫЙ ВОЛЬФРАМИТ В ОНГОНИТАХ АРГА-ЫННАХ- ХАЙСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ)</b>	79
<i>Борисова Е.Б., Иванова А.А., Баданина Е.В.</i>	
<b>АГПАИТОВЫЙ ХАРАКТЕР АКЦЕССОРНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ Li-FГГРАНИТОВ ТУРГИНСКОГО МАССИВА</b>	81
<i>Базай А.В., Иванюк Г.Ю., Баянова Т.Б., Астафьев Б.Ю., Воинова О.А.</i>	
<b>ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ВОЗРАСТ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ПОРОДАХ ПОЛОСЧАТОЙ ЖЕЛЕЗОРУДНОЙ ФОРМАЦИИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА</b>	83
<i>Бакшеев И.А., Нагорная Е.В.</i>	
<b>НОВЫЕ ДАННЫЕ О ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ ТУРМАЛИНА ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КЕКУРА, ЗАПАДНАЯ ЧУКОТКА</b>	85

<i>Белогуб Е.В., Зайкова Е.В., Котляров В.А., Шиловских В.В., Бритвин С.Н., Паутов Л.А.</i> <b>СЕЛЕН В МИНЕРАЛАХ ЭЛЕМЕНТОВ ГРУППЫ ПЛАТИНЫ ИЗ ЗОЛОТОНОСНЫХ РОССЫПЕЙ ЮЖНОГО УРАЛА</b>	87
<i>Богуш И.Н., Спецрус З.В., Липашова А.Н.</i> <b>ОСОБЕННОСТИ АЛМАЗОВ В КСЕНОЛИТАХ ЭКЛОГИТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ ИНТЕРНАЦИОНАЛЬНАЯ, ЯКУТИЯ</b>	89
<i>Брусницын А.И., Перова Е.Н., Верещагин О.С., Бритвин С.Н., Платонова Н.В., Шиловских В.В., Панова Л.А.</i> <b>МЕСТОРОЖДЕНИЕ УШКАТЫН-III (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН) КАК МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ ПАМЯТНИК ПРИРОДЫ</b>	91
<i>Вдовина И.А.</i> <b>КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ МЕТОД КАК МЕТОД ПОИСКОВОЙ МИНЕРАЛОГИИ</b>	93
<i>Вигасина М.Ф., Гриценко Ю.Д., Огородова Л.П., Ксенофонтов Д.А., Бычков А.Ю., Мельчакова Л.В.</i> <b>КАЛОРИМЕТРИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ МОНТИЧЕЛЛИТА</b>	95
<i>Володичев О.И., Кузенко Т.И., Максимов О.А.</i> <b>БЕЛЫЕ СЛЮДЫ В ЭКЛОГИТАХ И ЦОЗИТИТАХ ГРИДИНСКОГО ЭКЛОГИТСОДЕРЖАЩЕГО КОМПЛЕКСА (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)</b>	96
<i>Володичев О.И., Максимов О.А., Кузенко Т.И.</i> <b>ЩЕЛОЧНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ДАЙКЕ ЭКЛОГИТИЗИРОВАННЫХ ОЛИВИНОВЫХ ГАББРОНОРИТОВ (С. ГРИДИНО, КАРЕЛИЯ)</b>	98
<i>Воробей С.С., Бутвина В.Г., Сафонов О.Г., Варламов Д.А., Бондаренко Г.В.</i> <b>НОВЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ ПО ОБРАЗОВАНИЮ РЕДКИХ ХРОМИСТЫХ ТИТАНАТОВ (ИМЭНГИТА И ПРАЙДЕРИТА)</b>	100
<i>Галускин Е.В., Галускина И.О., Крюгер Б., Кионтала А., Вапник Е.А., Мурашко М.Н.</i> <b>МИНЕРАЛЫ УРАНА В ПИРОМЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ КОМПЛЕКСА ХАТРУРИМ</b>	102
<i>Галускина И.О., Галускин Е.В., Крюгер Б., Вапник Е.А., Мурашко М.Н.</i> <b>НОВЫЕ МИНЕРАЛЫ ЦИНКА В ПРОДУКТАХ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНОГО ИЗМЕНЕНИЯ СПУРРИТОВЫХ ПОРОД ПИРОМЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ХАТРУРИМ, ИОРДАНИЯ</b>	103
<i>Гвозденко Т.А., Бакшеев И.А., Герасимова Е.И.</i> <b>ЧЕРНЫЙ ТУРМАЛИН ИЗ ПЕГМАТИТОВ МУРЗИНСКОГО ГРАНИТНОГО МАССИВА, СРЕДНИЙ УРАЛ</b>	104
<i>Головко О. В., Верещагин О. С., Рассомахин М. А.</i> <b>ОБОГАЩЕННЫЕ КРЕМНИЕМ ПИРОХЛОРЫ ИЗ ПЕГМАТИТОВ ЛАНГЕСУНФЬОРДА, НОРВЕГИЯ И ВИШНЁВЫХ ГОР, РОССИЯ</b>	106
<i>Гриценко Ю.Д., Полушкина С.А.</i> <b>МАЙМЕЧЕНСКОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ САМОРОДНОГО ЖЕЛЕЗА (КРАСНОЯРСКИЙ КРАЙ)</b>	108
<i>Даниловская В.А., Девятярова А.С.</i> <b>РЕДКИЕ СУЛЬФИДЫ Fe, K, Ca, Ni, Zn, Ag И СЕЛЕНИДЫ Fe, Cu, Ni, Zn, Cd ИЗ ПИРОГЕННЫХ СПУРРИТОВЫХ МРАМОРОВ ФОРМАЦИИ ХАТРУРИМ</b>	110
<i>Долотова А.В., Сагитова А.М., Анисимов И.С.</i> <b>МИНЕРАЛЫ МАРГАНЦА В РУДАХ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПРИМОРСКОЕ</b>	112
<i>Егоров Г. С., Брусницын А. И.</i> <b>НЕОТОКИТ ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЯ УШКАТЫН-III, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН</b>	114
<i>Иванова Ю.А., Власов Е.А.</i> <b>РУТИЛ МЕТАСОМАТИТОВ И РУД МЕДНО-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЕСЧАНКА, ЗАПАДНАЯ ЧУКОТКА</b>	116



<i>Иванюк Г., Пахомовский Я., Калашиников А., Михайлова Ю., Яковенчук В., Паникоровский Т., Базай А.</i>	
<b>СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КОВДОРСКОГО ФОСКОРИТ-КАРБОНАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА</b>	118
<i>Канева Е.В., Радомская Т.А., Суворова Л.Ф.</i>	
<b>КАРЛТОНИТ В ЧАРОИТИТАХ МУРУНСКОГО МАССИВА (ВТОРАЯ НАХОДКА В МИРЕ)</b>	120
<i>Ковальчук Д.М., Баданина Е.В.</i>	
<b>НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕНЕЗИСЕ ВОЛЬФРАМИТОВ ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ</b>	121
<i>Коновалов М. Ю., Краснова Н. И.</i>	
<b>ПИРИТ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПАМЯТНИКА ПРИРОДЫ «ПЕРЕБОРЫ» ИЗ КЕЛЛОВЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮРСКОЙ СИСТЕМЫ</b>	122
<i>Коноплёва Н.Г., Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А., Яковенчук В.Н., Калашиников А.О., Михайлова Ю.А., Базай А.В.</i>	
<b>ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТИПОХИМИЗМА МИНЕРАЛОВ ХИБИНСКОГО МАССИВА</b>	124
<i>Кузнецова М.А., Антонов А.А.</i>	
<b>МИНЕРАЛОГИЯ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ СКАРНОВ ИЗ ОБРАМЛЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОНДЕР (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ)</b>	126
<i>Лаломов А.В., Григорьева А.В., Магазина Л.О.</i>	
<b>РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЫ ЛОВОЗЕРСКОГО РОССЫПНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ</b>	127
<i>Левцкий В.И., Павлова Л.А., Левцкий И.В., Лукашова М.В.</i>	
<b>САМОРОДНЫЕ И ИНТЕРМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ СОЕДИНЕНИЯ В БОБРУСКОМ ВЫСТУПЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА</b>	129
<i>Лисковая Л.В., Спеццус З.В., Иванов А.С., Богуш И.Н.</i>	
<b>КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНАТА И ПИРОКСЕНА ИЗ АЛМАЗОСОДЕРЖАЩИХ КСЕНОЛИТОВ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ УДАЧНАЯ, ЯКУТИЯ</b>	131
<i>Мельчакова Л.В., Косова Д.А., Огородова Л.П., Гриценко Ю.Д., Вигасина М.Ф.</i>	
<b>ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПРИРОДНЫХ ВОДНЫХ ОРТОФОСФАТОВ МАГНИЯ – БОБЬЕРИТА И КОВДОРСКИТА</b>	134
<i>Мельянцов Н.О., Пономарева Н.И., Гордиенко В.В., Бочаров В.Н., Власенко Н.С., Шиловских В.В., Янсон С.Ю.</i>	
<b>ТУРМАЛИН ИЗ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ КОЛМОЗЕРО-ВОРОНЬЯ (КОЛЬСКИЙ П-ОВ, РОССИЯ)</b>	135
<i>Мусаев А.М., Джуманиязов Д.И., Нематуллаев С.Ю.</i>	
<b>МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЧЕРТА КОШРАБАТСКОГО ИНТРУЗИВА (ЧАРМИТАНСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ)</b>	136
<i>Огородова Л.П., Гриценко Ю.Д., Вигасина М.Ф., Мельчакова Л.В.</i>	
<b>ТЕРМОХИМИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПРИРОДНОГО ОКСО-АМФИБОЛА – КЕРСУТИТА</b>	138
<i>Осипов А.С., Антонов А.А.</i>	
<b>ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИИ ЭГИРИН-АЛЬБИТОВЫХ ПОРОД КОНДЕРСКОГО МАССИВА</b>	139
<i>Паникоровский Т., Яковенчук В., Базай А., Савченко Е., Иванюк Г., Пахомовский Я., Кривовичев С.</i>	
<b>МАНАЕВИТ-(Се) И НИКМЕЛЬНИКОВИТ – НОВЫЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ (СВЕРХ) ГРУПП ВЕЗУВИАНА И ГРАНАТА ИЗ КОВДОРСКОГО МАССИВА</b>	141
<i>Пашкова И.С., Верещагин О.С.</i>	
<b>МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ АКСИНИТА ИЗ МАРГАНЦЕВЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ УШКАТЫН-III, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН</b>	143

<i>Пеков И.В., Агаханов А.А., Зубкова Н.В., Щипалкина Н.В., Кошлякова Н.Н., Сандалов Ф.Д., Япаскерт В.О., Турчкова А.Г., Сидоров Е.Г.</i> <b>ФУМАРОЛЬНЫЕ ПОЛЯ ВУЛКАНА ТОЛБАЧИК НА КАМЧАТКЕ – МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ ОБЪЕКТ МИРОВОГО ЗНАЧЕНИЯ</b>	145
<i>Перова Е.Н., Верещагин О.С., Брусницын А.И.</i> <b>АРСЕНАТЫ И ВАНАДАТЫ ИЗ МАРГАНЦЕВЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ УШКАТЫН-III, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН</b>	147
<i>Перхурова В.А., Антонов А.А., Осипов А.С.</i> <b>ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ИЗМЕНЕННЫХ РУДНЫХ ПИРОКСЕНИТОВ КОНДЕРСКОГО МАССИВА И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ МИНЕРАЛЫ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ</b>	148
<i>Плотинская О.Ю., Ковригина С.В.</i> <b>МОЛИБДЕНИТ СКАРНОВЫХ И МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА</b>	150
<i>Помазанский Б.С., Иванов А.С., Антонова Т.А., Тарских О.В., Монхоров Р.В.</i> <b>ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ПИКРОИЛЬМЕНИТА ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ ЗАРНИЦА (ЯКУТИЯ)</b>	152
<i>Пономарева Н.И., Бочаров В.Н., Борисова В.А., Борисова Е.А., Машкин Д.А., Михайлов В.В.</i> <b>АКВАМАРИН ИЗ СУПРУНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ, РОССИЯ)</b>	154
<i>Порошина К.Л., Бочаров В.Н., Чарыкова М.В.</i> <b>ПРИРОДНЫЙ СЕЛЕНИТ ЖЕЛЕЗА – МАНДАРИНОИТ: НОВЫЕ СПЕКТРОСКОПИЧЕСКИЕ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ</b>	156
<i>Потапов С.С., Червяцова О.Я., Паршина Н.В., Киселёва Д.В., Червяковская М.В., Карпова С.В., Чередниченко Н.В., Дбар Р.С.</i> <b>МИНЕРАЛЬНЫЕ СОЛИ, ОБРАЗУЮЩИЕСЯ ИЗ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД МЕСТОРОЖДЕНИЯ КЫНДЫГ В АБХАЗИИ</b>	157
<i>Прибавкин С.В.</i> <b>АССОЦИАЦИЯ АПАТИТ–АНГИДРИТ–СУЛЬФИД В ДЕВОНСКИХ ИЗВЕРЖЕННЫХ Породах ЕКАТЕРИНБУРГА (СРЕДНИЙ УРАЛ, РОССИЯ)</b>	159
<i>Радомская Т.А., Канева Е.В., Шендрик Р.Ю., Чубаров В.М., Владыкин Н.В.</i> <b>ГАКМАНИТ В ПЕГМАТИТАХ МАССИВА ИНАГЛИ (АЛДАНСКИЙ ЩИТ)</b>	161
<i>Рассомахин М.А., Блинов И.А.</i> <b>АРСЕНАТЫ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ХОДНЕЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА, ЮЖНЫЙ УРАЛ</b>	163
<i>Савельев Д.Е., Шиловских В.В.</i> <b>СИНДЕФОРМАЦИОННОЕ ОБРАЗОВАНИЕ И РОСТ ЗЕРЕН ХРОМШПИНЕЛИДОВ, СВЯЗАННЫЕ С РЕКРИСТАЛЛИЗАЦИЕЙ ПЛАСТИЧЕСКИ ДЕФОРМИРОВАННЫХ ПЕРИДОТИТОВ</b>	165
<i>Сагитова А.М., Анисимов И.С., Долотова А.В.</i> <b>ОПЫТ ВЫДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ КРИТЕРИЕВ ИЗВЛЕЧЕНИЯ МЕТАЛЛОВ В ХОДЕ ГЕОТЕХНОЛОГИЧЕСКОГО ОПРОБОВАНИЯ</b>	166
<i>Садыков С.А., Потапов С.С., Червяцова О.Я., Дбар Р.С.</i> <b>ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ И КИСЛОРОДА СУЛЬФАТНЫХ МИНЕРАЛОВ ИЗ ПЕЩЕР НОВОАФОНСКАЯ И ШЕКИ-ХЪЕХ НА КАВКАЗЕ</b>	168
<i>Салимгараева Л.И., Березин А.В., Скублов С.Г.</i> <b>НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ ГРАНАТОВ ИЗ ЭКЛОГИТОВ КОМПЛЕКСА БЕРГЕН АРКС (НОРВЕГИЯ)</b>	170
<i>Сергиенко Е.С., Янсон С.Ю., Костеров А.А., Харитонский П.В.</i> <b>МИКРОВКЛЮЧЕНИЯ В ИРГИЗИТАХ АСТРОБЛЕМЫ ЖАМАНШИН (КАЗАХСТАН)</b>	172
<i>Соловьева А.Д., Золотарев А.А., Пономарева Н.И., Бочаров В.Н.</i> <b>МИНЕРАЛЬНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ПРИРОДНЫХ СТЕКЛАХ КАК ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ</b>	175

<i>Спиридонов Э.М.</i> <b>ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛОГИЯ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ</b>	176
<i>Старикова Е.В.</i> <b>МАРГАНЦЕВЫЕ РУДЫ ПАЙ-ХОЯ</b>	178
<i>Сустапов С.Г., Попов М.П., Нурмухаметов Ф.М., Ханин Д.А.</i> <b>АССОЦИАЦИЯ РТУТИСТОГО ЗОЛОТА И КИНОВАРИ ИЗ ФЛЮИДОЛИТОВ ТОРАСОВЕЙСКОГО УЧАСТКА ПОЛЯРНОГО УРАЛА</b>	180
<i>Харитонова М.С., Мухаметжанов А.Р., Анисимов И.С.</i> <b>ПРИМЕНЕНИЕ ГИПЕРСПЕКТРАЛЬНЫХ МЕТОДОВ В ПОИСКОВОЙ И ТЕХНОЛОГИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛОГИИ НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПРОГНОЗ И ВИКША</b>	182
<i>Чевычелов В.Ю.</i> <b>ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ РАСТВОРИМОСТИ НЬ-СОДЕРЖАЩЕГО ЛОПАРИТА В ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ И ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОИДНЫХ РАСПЛАВАХ</b>	184
<i>Червяцова О.Я., Потапов С.С., Киселева Д.В., Тищенко А.И., Токарев С.В., Самохин Г.В.</i> <b>ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕЩЕРЫ ТАВРИДА (ПРЕДГОРНЫЙ КРЫМ)</b>	186
<i>Шарыгин В.В., Бритвин С.Н., Мурашко М.Н., Вапник Е.</i> <b>МИНЕРАЛОГИЯ ФОСФИД-СОДЕРЖАЩИХ ГЕЛЕНИТ-РАНКИНИТОВЫХ ПАРАЛАВ, ХАТРУРИМ БЭЗИН, ИЗРАИЛЬ</b>	188
<i>Шарыгин В.В., Вапник Е.</i> <b>ФЕРРИТЫ И СИЛИКОФЕРРИТЫ В МАГНЕТИТ-ГЕМАТИТОВОМ НОДУЛЕ, ХАТРУРИМ БЭЗИН, ИЗРАИЛЬ</b>	190
<i>Щипалкина Н.В., Пеков И.В., Кошлякова Н.Н., Сидоров Е.Г.</i> <b>НЕОБЫЧНАЯ ВЫСОКОМЫШЬЯКОВАЯ И ВЫСОКОФОСФОРНАЯ РАЗНОВИДНОСТЬ ФОРСТЕРИТА ИЗ ФУМАРОЛЬНЫХ ЭКСГАЛЯЦИЙ ВУЛКАНА ТОЛБАЧИК (КАМЧАТКА)</b>	192
<b>ГЕММОЛОГИЯ, ПРИРОДНЫЙ КАМЕНЬ В АРХИТЕКТУРЕ И ПРОИЗВЕДЕНИЯХ ИСКУССТВА</b>	
<i>Антипов И.В., Антонов А.А., Елиин Д.Д., Савченко А.И., Тарасенко А.Б.</i> <b>ПРИРОДНЫЙ КАМЕНЬ В АРХИТЕКТУРЕ ВЕЛИКОГО НОВГОРОДА: ЕГО СОСТАВ И МЕСТА ДОБЫЧИ</b>	196
<i>Боровкова Н.В., Кургузова А.В., Петров Д.А.</i> <b>ПРОБЛЕМА СОГЛАСОВАНИЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЙ И ИСКУССТВОВЕДЧЕСКОЙ НОМЕНКЛАТУРЫ (НА ПРИМЕРЕ ЯШМ И ПОРФИРОВ)</b>	197
<i>Ветрова М.Н., Кулькова М.А., Каиуба М.Т.</i> <b>КЕРАМИКА РАННИХ КОЧЕВНИКОВ СЕВЕРНОГО ПРИЧЕРНОМОРЬЯ: ТЕХНОЛОГИЯ ПРОИЗВОДСТВА И ИСТОЧНИКИ СЫРЬЯ ДЛЯ ИЗГОТОВЛЕНИЯ</b>	198
<i>Герасимова Е.И., Ласточкина А.А.</i> <b>ПРИРОДА ГЕТОРОГЕННОСТИ АЛЕКСАНДРИТА ИЗ МАЛЫШЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ</b>	200
<i>Зырянова Л.А., Трумм Т.В., Ходаковский Ф.Н., Небера Т.С., Чернышов А.И.</i> <b>АЛЬБИТОВЫЕ ПОРОДЫ ХРЕБТА БОРУС – КАМНЕРЕЗНОЕ И ОБЛИЦОВОЧНОЕ СЫРЬЁ (ЗАПАДНЫЙ САЯН, РОССИЯ)</b>	201
<i>Колбанцев Л.Р., Соколов А.Р.</i> <b>ИСТОРИЯ САМОЦВЕТНОЙ КАРТЫ «ИНДУСТРИЯ СОЦИАЛИЗМА»</b>	202
<i>Николаев А.Г., Низамова А.В., Гареев Б.И.</i> <b>КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПРИРОДА ОКРАСКИ ЮВЕЛИРНОЙ ШПИНЕЛИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГОРОН (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ ПАМИР)</b>	204

<i>Пахомова В.А., Попов М.П., Федосеев Д.Г., Культенко С.Ю., Тишкина В.Б., Шии В.В., Камынин В.А., Соляник В.А., Гусарова В.С.</i> <b>ВКЛЮЧЕНИЯ В АЛЕКСАНДРИТЕ МАРИИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ: РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ МЕТОДАМИ РАМАН-СПЕКТРОСКОПИИ И ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ</b>	206
<i>Потапов С.С., Лютое В.П., Люсюк А.Ю., Паршина Н.В., Головатая О.С.</i> <b>ТЕНГИЗИТ И ЕГО ИМИТАЦИИ/ФАЛЬСИФИКАЦИИ ШАЙТАНИТ И ДЕМИДОВИТ: ВОЗМОЖНОСТИ ИДЕНТИФИКАЦИИ</b>	207
<i>Путинцева Е.В., Янсон С.Ю., Мартынова Т.Е.</i> <b>СИСТЕМАТИЗАЦИЯ И ДИАГНОСТИКА «ПОРФИРОВ» ИЗ КОЛЛЕКЦИЙ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО МУЗЕЯ СПбГУ</b>	210
<i>Рахманова А.В.</i> <b>МАЛИНОВЫЙ КВАРЦИТОПЕСЧАНИК В АРХИТЕКТУРЕ Г. ПЕТРОЗАВОДСКА</b>	212
<i>Тутакова А.Я.</i> <b>ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИРОДНОГО КАМНЯ КАРЕЛЬСКОГО ПЕРЕШЕЙКА В АРХИТЕКТУРЕ САНКТ-ПЕТЕРБУРГА В НАСТОЯЩЕЕ ВРЕМЯ</b>	213
<b>ПРЕПОДАВАНИЕ МИНЕРАЛОГИИ И СМЕЖНЫХ ДИСЦИПЛИН В ВЫСШЕЙ ШКОЛЕ</b>	
<i>Бекботаева А.А., Бекботаев А.Т., Байбатия А.Б.</i> <b>ПРЕПОДАВАНИЕ МИНЕРАЛОГИИ, ПЕТРОГРАФИИ И МИКРОСКОПИИ НА КАФЕДРЕ ГСПиРМПИ</b>	217
<i>Вишневецкий А.В.</i> <b>О ДИВНЫЙ НОВЫЙ МИР, ИЛИ СОХРАНЕНИЕ УРОВНЯ ПРЕПОДАВАНИЯ МИНЕРАЛОГИИ В МЕНЯЮЩИХСЯ УСЛОВИЯХ</b>	217
<i>Иванов М.А.</i> <b>ОБРАЗНОСТЬ МЫСЛИ И РИСУНОК В ПРЕПОДАВАНИИ МИНЕРАЛОГИИ</b>	219
<i>Кулешевич Л.В.</i> <b>ОПЫТ ПРЕПОДАВАНИЯ МИНЕРАЛОГИИ В ПЕТРГУ: МЕТОДИКА ОРГАНИЗАЦИИ КУРСОВЫХ И ДИПЛОМНЫХ РАБОТ</b>	220
<i>Нуриева Е.М.</i> <b>СОВРЕМЕННЫЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНЫЕ ТЕХНОЛОГИИ В ПРЕПОДАВАНИИ КРИСТАЛЛОГРАФИИ</b>	222
<i>Нуриева Е.М., Хусаинова А.В.</i> <b>ПРИМЕНЕНИЕ ИГРОВЫХ ТЕХНОЛОГИЙ В МУЗЕЙНО-ПЕДАГОГИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ДЛЯ ПОПУЛЯРИЗАЦИИ ЗНАНИЙ ПО МИНЕРАЛОГИИ И КРИСТАЛЛОГРАФИИ</b>	224
<i>Синай М.Ю.</i> <b>ДЕМОНСТРАЦИЯ ПРОЦЕССОВ ОБРАЗОВАНИЯ КРИСТАЛЛОВ И АГРЕГАТОВ ПО МЕТОДИКЕ АКАДЕМИКА А.В. ШУБНИКОВА В ПРЕПОДАВАНИИ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ ДИСЦИПЛИН</b>	225

Кафедре минералогии Санкт-Петербургского государственного университета в 2019 г. исполняется 200 лет! Кафедра берет свое начало от Минерального кабинета Учительской семинарии, основанной в 1783 году, позднее преобразованной в Гимназию (1803 г.), затем в Педагогический институт (1804 г.), Главный педагогический институт (1816 г.) и, наконец, в Императорский университет (1819 г.). Именно 1819 год принято считать годом основания кафедры минералогии, кафедра, которая благодаря трудам Л.И.Панснера, Д.И.Соколова, Э.К.Гофмана, П.А.Пузыревского, М.В.Ерофеева, В.В.Докучаева, П.А.Земятчинского, В.В.Вернадского, С.М.Курбатова, А.А.Кухаренко, В.Ф.Барабанова, В.И.Лебедева, А.Г.Булаха, В.В.Гордиенко, В.Г.Кривовичева и многих других исследователей сыграла выдающуюся роль в становлении и развитии не только отечественной минералогии, но и других областей естествознания, таких, кристаллография, почвоведение, геохимия, учение о полезных ископаемых. Вполне естественно, что у коллектива кафедры возникло желание отметить ее юбилей в кругу коллег в виде научной конференции.

Конференция имеет двойное название. Первое – «Минералогические музеи» – определено двумя причинами. Во-первых, всероссийские и международные конференции под общим заголовком «Минералогические музеи» проводились ранее в Санкт-Петербургском государственном университете шесть раз: в 1995, 1998, 2000, 2002, 2005 и 2008 гг. Все они неизменно пользовались успехом, собирали широкую аудиторию и способствовали коммуникации среди специалистов разных организаций, стилей и направлений исследований. Организовывая очередную конференцию, мы стремимся к возобновлению существовавших традиций. Во-вторых, роль минералогических музеев как научных и просветительских центров всегда была важна и востребована. Но, двухсотлетний юбилей – это хороший повод, чтобы обменяться опытом работы музеев, с одной стороны, как хранителей не только уникальных минеральных собраний, но и, что не менее важно, добрых научных традиций, а с другой – как структур, готовых воспринимать новые технологические и информационные возможности, учитывать современные стиль жизни и запросы общества. Второе название – «Минералогия вчера, сегодня, завтра» – отражает желание и необходимость обсудить широкий круг проблем современной минералогии и смежных наук, наметить направления перспективных исследований, привлечь талантливую молодежь к научной работе в кооперации со специалистами из различных областей геологических знаний.

Работа конференции охватывает пять главных направлений (секций): 1) Минералогические музеи и коллекции: их роль в сохранении и изучении минерального разнообразия природы, и в популяризации минералогических знаний. История минералогии; 2) Систематика минералов, структурная минералогия и кристаллохимия; 3) Новые данные о минералах и минеральных месторождениях; 4) Геммология, природный камень в архитектуре и произведениях искусства; 5) Преподавание минералогии и смежных дисциплин в высшей школе.

Мы рады, что коллеги откликнулись на наше приглашение.

*Оргкомитет*

**МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ МУЗЕИ И КОЛЛЕКЦИИ:  
ИХ РОЛЬ В СОХРАНЕНИИ И ИЗУЧЕНИИ  
МИНЕРАЛЬНОГО РАЗНООБРАЗИЯ ПРИРОДЫ**

**ИСТОРИЯ МИНЕРАЛОГИИ**

**ЦЕОЛИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ИЗ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ  
ВОСТОЧНЫХ РОДОП И СЕВЕРНОГО ТИМАНА  
В КОЛЛЕКЦИЯХ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ ИМ. А. А. ЧЕРНОВА**

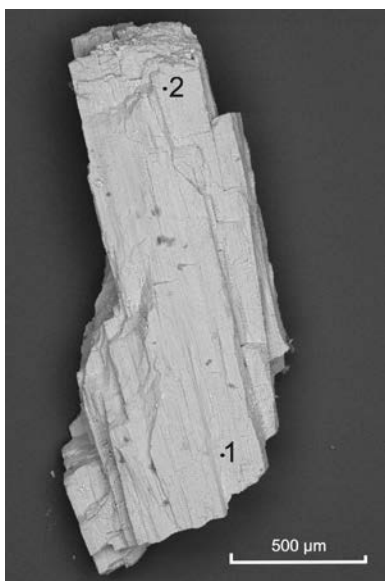
Северо-Восток европейской части России является главным объектом исследований, консервационной и экспозиционной деятельностью геологического музея им. А. А. Чернова Музейное собрание содержит информацию о более 700 минеральных видов, обнаруженных в регионе. Расширение области исследований, экспедиции и командировки сотрудников института в другие регионы и страны позволяют пополнять минералогическое собрание. Цеолиты в природе встречаются довольно широко от эндогенных до экзогенных условий, химизм и номенклатура весьма запутаны. Известно более 13 минеральных групп и 82 минеральных вида (Cooms et al., 1997).

На Европейском Северо-Востоке России цеолиты приурочены к вулканическим формациям Тимана. Каменный материал сосредоточен в 4 коллекциях объемом более 1100 единиц хранения. В базальтовых полях Северного и Среднего Тимана цеолиты встречаются в субвертикальных жилах или линзах мощностью 0.6–0.8 м, прослеживающихся на 12–15 м. Цеолиты образуют периферийные каймы в секрциях амethyst-кварц-халцедонового состава, изредка встречены секрции кальцит-цеолитового состава. Установлены цеолиты от малокремнистых (анальцит, натролит) до высококремнистых (морденит, гейландит, десмин). В полостях отслоения базальтов в верхних частях миндалекаменных базальтов формируется анальцит белого цвета с тетрагонтриоктаэдрическими кристаллами размером до 8 см. В полостях мелкокристаллические разновидности анальцита отличаются более розовой, мясо-красной окраской. Рамановская спектроскопия, микрозондовые исследования связали цветовое разнообразие анальцита с содержанием железа. Периферийные каймы агатовых секрций обычно сложены морденитом. Размер сферолитов достигает 2 см. Обнаружены прозрачные кристаллы но иногда из-за мелких включений окраска морденита становится светло-бурой, бурой. Химический состав морденита изменяется от кальциевого  $(\text{Na}_{1.6}\text{Ca}_{1.23}\text{K}_{1.2})[\text{Al}_{7.56}\text{Si}_{40.44}\text{O}_{96}] \cdot n\text{H}_2\text{O}$  до натрового  $(\text{Na}_{2.0}\text{Ca}_{0.56}\text{K}_{0.64})[\text{Al}_{8.00}\text{Si}_{40.44}\text{O}_{96}] \cdot n\text{H}_2\text{O}$ . В качестве незначительных примесей присутствует Fe, Mg, Mn. Микрозондовыми исследованиями установлены и в виде включений в анальците. Предыдущими исследованиями установлен абсолютный возраст морденита, который соответствует 108–150 млн. лет (Осташенко, 1985). На контакте секрции с базальтом отмечается мясо-красного цвета гейландит. Минерал представлен короткотаблитчатыми кристаллами длиной не более 5 мм. Обычно сферолиты имеют бледно-розовый, красный цвет. Предыдущими исследованиями обнаружен десмин (Осташенко, 1985). В проведенных исследованиях данный минерал не обнаружен.

Минералогические характеристики, условия обнаружения цеолитов, позволяющие говорить о том, что на Северном Тимане анальцитовая минерализация является более поздней, продуктом наложенной гидротермальной деятельности растров. Минералы морденитовой ассоциации формировались в результате низкотемпературного метаморфизма цеолитовой фации (Осташенко, 1985). В проведенных исследованиях данный минерал не обнаружен.

Коллекция цеолитов из проявления возле д. Аушта Момчилградской области (Восточные Родопы, Болгария) была передана в фонды Геологического музея им. А. А. Чернова ак адемиком Н. П. Юшкиным и М. Н. Малеевым в 1988 году. В коллекции представлены минералы опал-халцедоновых жил из андезитобазальтового вулканического Звездельского комплекса, который состоит из массивных и брекчирированных лав, эпикластитов и пирокластитов (Encheva, 2015). В периферийных частях опал-халцедоновых жил авторами коллекции были диагностированы морденит, клиноптилолит, феррьерит и светлозарит. Светлозарит как новый минерал был описан М. Н. Малеевым в Записках минералогического общества и отнесен к группе морденита [Малеев, 1976]. В 1997 году светлозарит дискредитирован и отнесен к серии дакиардита (Jambor, 1998). В 2015 году был утвержден в качестве нового минерального вида дакиардит-К (IMA №2015-041). В работе исследователей проявление возле д. Аушта указано как типовое месторождение (Encheva, 2015). В связи с этим были проведены повывторные исследования. В опалово-халцедоновой матрице установлены цеолиты – клиноптилолит, морденит, феррьерит, дакиардит. Клиноптилолит образует хорошо сформированные радиально-лучистые агрегаты, состоящие из расщепленных кристаллов размером до 3–5 мм. Согласно данным РФА параметры элементарной ячейки (Å):  $a = 17.650 \pm 0.009$ ,  $b = 17.960 \pm 0.013$ ,  $c = 7.400 \pm 0.006$ . По данным микрозондового анализа установлен клиноптилолит-Са  $(\text{Ca}_{1.61}\text{Na}_{0.57}\text{K}_{0.27})_{2.45}[\text{Al}_{6.40}\text{Si}_{29.59}\text{O}_{72}] \cdot n\text{H}_2\text{O}$  и клиноптилолит-На с эмпирической формулой  $(\text{Na}_{2.42}\text{Ca}_{1.31}\text{K}_{0.46})_{4.19}[\text{Al}_{5.70}\text{Si}_{30.19}\text{O}_{72}] \cdot n\text{H}_2\text{O}$ . Морденит встречается в виде тонкоигольных и тонковолокнистых агрегатов. Параметры элементарной ячейки (Å)  $a = 18.112 \pm 0.009$ ,  $b = 20.463 \pm 0.013$ ,  $c = 7.510 \pm 0.006$ . По химическому составу мордениту с соотношением  $\text{Na}/(\text{Na} + \text{Ca})$  от 0.522 – 0.574. В пересчете на 96 анионов общая формула морденита  $(\text{Na}_{1.99-2.09}\text{Ca}_{1.33-1.91}\text{K}_{0.77-1.20})[\text{Al}_{7.26-7.89}\text{Si}_{40.00-40.78}\text{O}_{96}] \cdot n\text{H}_2\text{O}$ . В качестве примесей присутствует (в мас%) ВаО до 0.75; MgO до 0.1. Феррьерит встречается в виде тонковолокнистых

красноватых и красновато-зеленоватых сферолитов. Максимальные размеры сферолитов 3–4 мм. В пересчете на 72 аниона установлена кальциевая разновидность феррьерита с общей формулой  $(\text{Ca}_{1.63-1.83}\text{Na}_{0.58-0.98}\text{K}_{0.27-0.46})[\text{Al}_{5.70-5.90}\text{Si}_{29.94-30.19}\text{O}_{72}] \cdot n\text{H}_2\text{O}$ . В качестве примесей обнаружены высокие содержания ВаО до 4.90 мас%, незначительно количество FeO = 0.23 и MgO = 0.19 (мас%).



**Рис.** Кристаллы дакиардита. Фото в отраженных электронах.

Дакиардит-Са образует сферические радиальные агрегаты с максимальным размером 8 мм, состоящие из уплощенных игольчатых кристаллов (см. рис.). Наиболее сильные линии порошковой рентгеновской дифракционной картины  $[D, \text{Å} (I, \%)]$  являются  $(d, \text{Å}/I, \%)$ : 8.99/100, 3.98/19, 3.93/22, 3.45/16, 2.98/49. Микронзондовые исследования показали неоднородности химического состава, которые прослежены по удлинению кристаллов от центральной части к периферии сферолита. В центральной части сферолита (точка 1) состав соответствует дакиардиту-Са с эмпирической формулой  $(\text{Ca}_{1.36}\text{K}_{0.66}\text{Na}_{0.16}\text{Ba}_{0.08})[\text{Al}_{3.83}\text{Si}_{20.20}\text{O}_{48}] \cdot n\text{H}_2\text{O}$ . По удлинению кристалла к периферии сферолита (точка 2) через промежуточные разности состав меняется на существенно калиевый состав с эмпирической формулой  $(\text{K}_{1.34}\text{Na}_{0.72}\text{Ca}_{0.70}\text{Ba}_{0.15})[\text{Al}_{3.86}\text{Si}_{20.17}\text{O}_{48}] \cdot n\text{H}_2\text{O}$ . В спектрах комбинированного рассеяния наблюдаются хорошо выраженные полосы  $(\text{см}^{-1})$ : 197.5, 260.4, 407.9, 508.5, 536.7, 742.4 (Pecha, 1981).

Таким образом, проведенные исследования уточнили минеральное разнообразие цеолитов из проявления возле д. Ауста Момчилградской области и Северного Тимана. Диагностированы в анализе, морденит, гейландин, клиноптилолит-Са, клиноптилолит-Na, морденит, феррьерит-Са, дакиардит-Са.

### Литература

- Остащенко Б. А.* Цеолиты Северного Тимана // Труды Института геологии Коми филиала Академии наук СССР. Сыктывкар, 1985. Вып. 50. С. 51–59.
- Малеев М. Н.* Светлозарит – новый высококремниевый цеолит // Записки ВМО, 1976. Вып. 4. С. 449–453
- Cooms D. S., Alberti A., Armbruster T., et al.* Recommended nomenclature for zeolites minerals. Report of the Subcommittee on Zeolites of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names // *Canad. Mineral.* 1997. Vol. 35. 1571–1606
- Encheva S., Petrov P., Chukanov N., Pekov I.* Dachiardite-K from the area of Austa village, Momchilgrad municipality, Eastern Rhodopes – a new mineral species of zeolite group // Bulgarian geological society, National Conference with international participation “GEOSCIENCES 2015”. P. 17–18
- Jambor J. I., Grew E., Roberts A.* New mineral names // *American Mineralogist.* 1998.V. 83. Pp. 1347–1352
- Pecha F., Rykl R.* Raman polarization spectra of the natural zeolite analcime // *Chem. Zvesti.* 1981. V. 35. P. 45–50.



## **ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ МУЗЕЙ ИМЕНИ И.Г. ВОЛКОДАВА – СОЗДАНИЕ, СТАНОВЛЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ**

Геолого-минералогический музей Адыгейского государственного университета является уникальным научным объектом Юга России. С момента создания музея и по сей день коллекция, насчитывающая около 8000 экспонатов, постоянно пополняется.

25 декабря 2019 г. Геолого-минералогическому музею исполнится 22 года. Он был создан благодаря двум замечательным людям, бесконечно влюбленным в геологию, Игорем Георгиевичем и Анной Ильиничной Волкодав, моими родителями. К великому сожалению, мой отец ушел из жизни 19 сентября 2016 г.

И.Г. Волкодав и А.И. Волкодав (тогда еще Цупикова) начали работать геологами в Якутии с конца 50-х годов прошлого века. Собирается коллекция начала с первых же полевых работ. С каждого маршрута Игорь Волкодав приносил в рюкзаке красивые образцы. Скоро уже все об этом знали. Ему начали дарить минералы, обмениваться с ним, образцы покупались на выставках-продажах и «Ярмарках самоцветов». Еще были командировки и поездки на Урал, Кольский полуостров, Среднюю Азию, Камчатку и т.д. и отовсюду привозилась «красота».

В 1991 г., после выхода родителей на пенсию, мы всей семьей переехали в Республику Адыгея, и обширная коллекция последовала за нами. А в 1992 г. И.Г.Волкодава пригласили работать старшим преподавателем на факультет естествознания Адыгейского государственного педагогического института (с 1993 г. – университета). Его любимым детищем, конечно же, стал, основанный в 1997 г. им и А.И. Волкодав, Геолого-минералогический музей (см. рис.), в который они вложили всю свою душу. Долгие годы Анна Ильинична была бессменным заведующим и хранительницей музея.



**Рис.** Выставка «Все краски самоцветов»

Студенты под руководством И.Г. Волкодава ездили на практики – например, исследовали удивительные штольни Белореченского барит-полиметаллического месторождения, покоряли 30-тый маршрут с плато Лаго-Наки через Фишт-Оштенковский перевал к Черному морю и т.д. Из каждой такой поездки они привозили много различных минералов и горных пород, которые также украшают наш музей. Среди музейных экспонатов – много редких и ценных образцов. Внимание посетителей музея также привлекают аммониты, кости китов, остатки панцирей древних морских черепах, бивни и зубы мамонтов и мастодонтов и т.д.

За годы работы сотрудниками музея было издано много монографий и учебных пособий. Таких, как, например, «Геология Адыгеи», «Минеральные ресурсы Адыгеи», «Основы палеонтологии», «Геологический словарь» и многие другие. Последним прижизненным трудом И.Г. Волкодава стала, изданная в 2015-м году, монография «Геологические и археологические памятники Адыгеи», написанная в соавторстве с Я.И. Волкодав и О.А. Казаковым. Монография с большим количеством цветных иллюстраций, чтобы каждый мог узнать, насколько красива Адыгея.

Музей с начала своего образования и по сей день является абсолютно бесплатным, как и задумывалось его основателями.

Ежегодно, ко Дню Геолога, Геолого-минералогический музей организует выставку минералов и горных пород «Все краски самоцветов», которую ждут и посещают все желающие. Экспозиция

проходит более двух недель, чтобы как можно больше людей смогли ею полюбоваться. К Международному Дню Науки проводится регулярная выставка «По следам путешествий Максима Богатырева». Максим – выпускник АГУ, студент И.Г. Волкодава, альпинист-путешественник, покоритель всех самых высоких вершин мира, дважды поднявшийся на вершину Эвереста. Из уважения к моему отцу, а после его смерти, в память о нем, он из всех своих поездок привозил и продолжает привозить в дар какой-нибудь минерал, горную породу или раковину. Эти небольшие находки за несколько лет разрослись до хорошей коллекции, которая и выставляется, пользуясь большим интересом у студентов и школьников.

Долгие годы И.Г. и А.И. Волкодавы дружили семьями с академиком РАЕН, известным вулканологом Евгением Константиновичем Мархининым. Мой отец активно участвовал в трех, организованных Е.К. Мархининым и его супругой конференциях «Вулканизм, биосфера и экологические проблемы».

С 2006 г. Геолого-минералогический музей взял организацию и проведение конференций на себя, под чутким руководством Е.К. Мархинина. И.Г. Волкодав становится председателем Оргкомитета, а А.И. Волкодав – Ученым секретарем, а сменяющие друг друга лаборанты составляли секретариат. Конференции 2009, 2011, 2013, 2016 и 2018 гг. были также организованы сотрудниками музея. С 2016 г. я стала новым Ученым секретарем. В 2020 году планируется Юбилейная Десятая конференция, которую очень ждут, как ее постоянные участники, так и новые ученые и специалисты.

С 2011 г. заведующей Геолого-минералогическим музеем стала я, сменив Анну Ильиничну, ушедшую на пенсию.

Музей ежедневно посещается студентами, школьниками, преподавателями вузов и школ не только Адыгеи и Краснодарского края, но и многих городов России, ближнего и дальнего зарубежья. Много иностранных студентов, которые просто не хотят покидать помещение музея, так им это все нравится. Особенно, если они из многих минералов находят те, что встречаются у них на Родине.

Конечно же, далеко не каждый, кто переступил порог музея, в дальнейшем увлечется геологией, но наше стремление – показать им красоту нашей Земли, погрузиться в ее тайны, увлечься красками самоцветов. А если кто-то после посещения решит стать геологом – значит не зря когда-то мой отец начал собирать свою коллекцию.

Когда еще музей только открывался, двадцать лет назад, руководство ВУЗа обещало в ближайшее время подыскать новое, большое помещение, соразмерно огромной (и продолжающей расти) коллекции. Музеем тогда были выделены 40 м<sup>2</sup> в подвале центрального корпуса АГУ, где он находится и по сей день.

Три года назад, под музей было выделено помещение в новом корпусе университета. Но, к сожалению, без мебели. Абсолютно некуда складывать многочисленные экспонаты. Нынешние шкафы и стеллажи не то, что переносить, даже трогать опасно в силу их «преклонного» возраста (они собирались лично И.Г. и А.И. Волкодавами из выброшенных или списанных). Уже была готова смета на новую мебель для музея – около одного миллиона рублей; однако этой суммы в бюджете университета не было. Поэтому, увы, свой Юбилей музей встретил все в тех же покрытых плесенью и осыпающихся стенах.

С весны 2019 г. врио ректора Адыгейского университета д.м.н., профессор К.Д. Мамий и ио проректора по научной работе к.б.н., доцент М.Н. Силантьев проявили активный интерес к судьбе нашего музея – была одобрена смета и принято решение о выделении средств на оснащение нового помещения все необходимым. Ждем.

Музей также ищет спонсоров, тех, кто по достоинству оценит богатства Земных недр, собранных и сохраненных для потомков руками моих родителей, которые всегда хотели, чтобы музей и дальше оставался абсолютно бесплатным для всех желающих его посетить.

В 2017 г. Приказом ректора Адыгейского госуниверситета Р.Д. Хунагова Геолого-минералогический музей получил имя его создателя – Игоря Георгиевича Волкодава, тем самым навсегда увековечив память о нем.

---

---

*Воронцова Т.Ю.*

*Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск, Россия, vtyu@istu.edu*

**УЧЕБНАЯ, ПРОФИОРИЕНТАЦИОННАЯ И ПРОСВЕТИТЕЛЬСКАЯ НАПРАВЛЕННОСТЬ  
ГОСУДАРСТВЕННОГО МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ им. А.В. СИДОРОВА  
ИРКУТСКОГО НАЦИОНАЛЬНОГО ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ТЕХНИЧЕСКОГО  
УНИВЕРСИТЕТА**

Минералогическому музею ИРНТУ в следующем году исполнится 90 лет. Первоначально имеющаяся при кафедре минералогии геологического факультета Сибирского Горного института (так в 1930 году был назван наш ВУЗ) небольшая коллекция минералов, в основном, выполняла учебную функцию. Статус государственного и имя А.В. Сидорова музей получил в 1991 году. Именно с приходом в музей

Анатолия Васильевича Сидорова в 1948 году, музей стал активно пополняться большим количеством каменного материала, который привозили студенты и выпускники вуза с разных геологических объектов, в основном Дальнего Востока и Восточной Сибири, по заданию своего учителя. Таким образом, сформировалась замечательная традиция дарения – многие приобщились к этому благородному делу.

В формировании структуры музея, выборе тем экспозиций очень помогало общение со специалистами, сотрудниками профильных музеев Москвы, Ленинграда, Свердловска. Благодаря разнообразию поступающего материала сотрудники музея смогли отразить в экспозициях, как классификацию минеральных видов, так и другие направления минералогии. Кроме того, при работе над созданием новых экспозиций, воплощая собственные идеи, всегда учитывались пожелания преподавателей разных кафедр института – ведь главная наша задача обеспечить учебный процесс для разных специализаций обучающихся студентов.

В 60-е, 70-е годы значительно расширилась аудитория посетителей, музей стал активно посещаться студентами техникумов, других вузов города, учащимися училищ и общеобразовательных школ. Многим поколениям ребят заронили в душу интерес к геологии, к минералам, кристаллам, рассказы о камне и интересные экскурсии по музею, которые вели Анатолий Васильевич и его преемница Любовь Даниловна Вахромеева. Возросла популярность музея среди всех возрастных категорий – жители и гости города, отечественные и зарубежные туристы, участники многочисленных зарубежных, всесоюзных и всероссийских форумов проводимых в Иркутске. Они с большим удовольствием знакомились с природными шедеврами, с богатствами недр Прибайкалья, с изделиями из сибирских самоцветов..

К настоящему времени минералогический музей располагает богатым и разнообразным минеральным собранием, это более 27 тыс. образцов минералов, руд, горных пород, цветных камней. Из 5000 разновидностей минералов, известных науке музей имеет в своем арсенале почти четверть. Около трети всего каменного богатства музея находится в различных экспозициях и размещается в более чем 100 витринах. Большинство экспозиций помимо демонстрируемых минералов снабжено текстовой информацией. Кристаллохимическая классификация минералов – самая обширная и по количеству образцов минералов и по количеству занимаемых витрин (15). Геологическим процессам отведено 5 витрин, интереснейшей теме – онтогении минералов – 3 витрины, также в 3-х витринах расположились минералы черных, цветных и редких и благородных металлов. Свойства минералов (оптические, физические) показаны в 2-х витринах. Полезным ископаемым Иркутской области посвящены 2 витрины. Уникальным геологическим массивам Прибайкалья (Слюдянский, Тажеранский, Мурунский) отведена пока одна витрина. Самоцветы располагаются в 6-ти витринах, классификация драгоценных, ювелирно-поделочных и поделочных камней в 2-х. Кроме того, по одной витрине занимают отдельные тематические экспозиции: Горные породы, Гидрогенные образования, Минералы и экология, Минералы в строительстве, Минералы в сельском хозяйстве, Синтетические кристаллы. Таким минералам как кварц, пирит, турмалин, цеолиты, кальцит, гипс также посвящено по одной витрине. В отдельных экспозициях демонстрируются минералы Дальнегорского и Малханского месторождений.

Для любителей магических и астрологических свойств камней – экспозиция Камни-талисманы. Все это каменное многообразие помогает посетителям разных возрастных групп, в первую очередь, студентам и школьникам осваивать учебный материал, наглядно знакомиться с богатством недр планеты, повышать свой кругозор. Немаловажное значение для людей любого возраста имеет эстетическое восприятие прекрасных созданий природы. Удивленно-восхищенные глаза посетителей, восторженные записи и благодарности в книге отзывов говорят нам – сотрудникам музея – насколько важна работа каждого музея, в том числе естественно-научного профиля.

Минералогический музей им. А.В. Сидорова гордится своими уникальными экспонатами - Уральской горной работы известного камнереза Денисова-Уральского, полуторатонным валуном нефрита, названным, обнаружившими его геологами, “Седлом Чингис-Хана”, чудесной камнерезной работой современных художников творческой мастерской Н.А. Бакут – “Девушка с коромыслом”, каменными розами кальцита весом более 100 кг с полиметаллических месторождений Забайкалья, коллекцией чароита, включающую замечательную вазу, выточенную мастерами из знаменитой Якутской глыбы. Музей обладает редчайшим минералом – карлетонитом с Мурунского массива – это вторая находка в мире (первая – Канада), преподнес нам его горняк, заинтересовавшийся красивым небесно-голубым минералом в тесной ассоциации с чароитом. Коллекция сульфидов обогатилась также очень редким минералом с острова Итуруп (вулкан Кудрявый) рениитом. Мы рады что музей не обходят вниманием известные исследователи СО РАН, сотрудники института геохимии и Земной Коры, московские ученые крупные специалисты в минералогии. В наших экспозициях присутствуют дары А.А. Конева, Б.М. Шмакина, Н.В.Владыкина, Л.З.Резницкого, А.Н.Демина, А.П.Хомякова, Д.И.Белаковского, И.В. Пекова и др.

Несколько слов об очень важной музейной деятельности – учет и хранение. Всегда на должном уровне в нашем музее велась учетно-фондовая работа – на каждый музейный предмет, поступающий в музейную коллекцию составлялась фондовая этикетка с описанием минерала или горной породы, производилась запись в книгу поступлений, инвентарную книгу, в книгу учета драгоценных металлов. С 2017 года эта часть музейной работы усложнилась, перешла на более высокий уровень, связано это, в основном, с обязанностью внесения наших музейных предметов в Государственный каталог РФ.

Минералогический музей ИРНИТУ живет, развивается, продолжается прием новых поступлений, в музейный коллектив приходят работать молодые специалисты – возникают новые идеи, используются новые подходы и методики.

**Гриценко Ю.Д.<sup>1,2</sup>, Мохова Н.А.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Московский государственный университет, Москва, Россия

<sup>2</sup>Минералогический Музей им. А.Е. Ферсмана, Москва, Россия, [ygritsenko@rambler.ru](mailto:ygritsenko@rambler.ru)

## **ТИТАНОВЫЕ ГРАНАТЫ ИЗ КОЛЛЕКЦИИ ПЕТРА АРКАДЬЕВИЧА КОЧУБЕЯ В СОБРАНИИ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ ИМЕНИ А.Е. ФЕРСМАНА РАН**

Минералогический музей имени А.Е. Ферсмана РАН – старейший и крупнейший минералогический музей России. В настоящее время собрание музея насчитывает более 150000 экспонатов, представляющих около 3780 минеральных видов, по количеству которых музей имени А.Е. Ферсмана является лидером среди мировых минералогических и геологических музеев. Примечательна и интересна в музее и коллекция титановых гранатов. Наиболее ранними из поступивших в музей образцов титановых гранатов в коллекции музея являются 3 образца шорломита из type locality – щелочного массива Магнет Ков в США. Они входят в состав коллекции Петра Аркадиевича Кочубея, приобретенной для минералогического музея в 1913 г.

Природные титановые гранаты, как правило, являются сложными поликомпонентными твердыми растворами, для которых характерен как изовалентный, так и гетеровалентный изоморфизм. Конечными членами изоморфных серий являются: шорломит  $\text{Ca}_3\text{Ti}_2(\text{SiFe}^{3+}_2)_3\text{O}_{12}$ , моримотоит  $\text{Ca}_3\text{TiFe}^{2+}(\text{Si}_3\text{O}_{12})$ , хатчеонит  $\text{Ca}_3\text{Ti}_2(\text{SiAl}_2)_3\text{O}_{12}$ . Кроме того, титановые гранаты образуют непрерывную серию твердых растворов с андрадитом  $\text{Ca}_3\text{Fe}^{3+}_2(\text{Si}_3\text{O}_{12})$  (Grew et al., 2013), высокотитановую разновидность которого в литературе часто называют мелонитом.

Шорломит известен довольно давно, впервые он был описан Шепардом в 1846 г. (Shepard, 1846). Первые образцы шорломита в России были приобретены Петром Аркадьевичем Кочубеем, он был и страстным коллекционером минералов. Значительные денежные средства и широкий круг знакомых среди минералогов и геологов позволяли П.А. Кочубею покупать понравившиеся минералы почти из первых рук. Он никогда не скупился вкладывать деньги в то, что считал полезным. П.А. Кочубей использовал любую возможность для пополнения своих коллекций. Выполняя поручение Русского технического общества, он в 1866 году посетил всемирную выставку в Париже «с целью обогатить коллекцию Русского Технического Общества предметами, имевшими значение для техники». В тоже время он приобрел для своего дома-музея замечательные произведения французской артистической бронзы. «Но в особенности П.А. удалось обогатить в Париже свой минералогический кабинет частью покупкой, частью обменом на ценные образцы уральских минералов, которые он привез с этой целью с собою в Париж» (Мохова, Моисеева, 2016). Вероятно, именно в этой поездке Петр Аркадьевич и приобрел среди прочих образцов и 3 образца шорломита для своей коллекции. На одном из образцов, помимо номеров, сохранилась и оригинальная наклейка, по всей видимости, со стоимостью образца, составляющей 1.50 \$ (рис. 1). Все три образца шорломита были описаны в изданном в Санкт Петербурге двухтомном каталоге коллекции «*Katalog der Mineralien Sammlung von P.A. Kotschubey 1850-1882*». Помимо музейных этикеток, в минералогическом музее хранятся и оригинальные этикетки коллекции Кочубея (рис. 2).



**Рис. 1.** Образец шорломита из коллекции П.А. Кочубея с оригинальными наклейками. «3» – соответствует третьему образцу шорломита в коллекции; \$1.50 – вероятная стоимость образца. Ширина поля зрения 10 см.



**Рис. 2.** Этикетки образца шорломита из коллекции П.А. Кочубея: а) музейная этикетка; б) оригинальная этикетка этого же образца коллекции П.А. Кочубея.

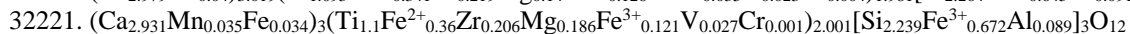
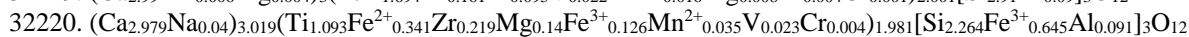
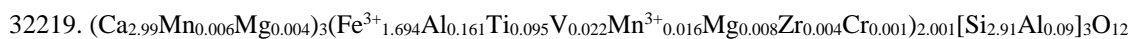
В 1913 г. коллекция П.А. Кочубея была приобретена для музея Академии наук. При осмотре и оценке коллекции в 1911 г. В.И. Вернадский и А.Е. Ферсман не высоко оценили качество и ценность образцов шорломита «Изъ группы силикатовъ самыми ценными как в научномъ, такъ и въ материальномъ отношеніи являются следующие минеральные виды: топазы, турмалины, фенакиты, бериллы, изумруды, цирконы, кочубейиты, эвклазы, ортоклазы, везувіаны, уралортиты, ... Кремнекислый висмутъ – недурень, шорломитъ, иттротитанитъ, ерстедтитъ – ничего не представляютъ» (Вернадский, Ферсман, 1914). Действительно, по сравнению с исключительными по размеру и качеству кристаллами александрита, изумруда, топаза, фрагменты кристаллов шорломита имеют довольно скромный размер (самый крупный кристалл 8 см в поперечнике), не могут они похвастаться и совершенством кристаллов.

Состав гранатов довольно своеобразен. Содержание  $TiO_2$  в их составе достигает 16.2 мас. % при близком содержании суммы оксидов железа (16.0–16.9 мас. %) (табл. 1), содержание  $SiO_2$  при этом достаточно высокое (26–27 мас. %), тетраэдрическая позиция заполнена преимущественно кремнием (2.2 а.ф. и более). Кристаллохимические формулы были рассчитаны на 8 катионов и 12 атомов кислорода, согласно рекомендациям комиссии IMA (Grewatall., 2013)

**Таблица.** Состав (масс. %) титановых гранатов из коллекции П.А. Кочубея.

№	$SiO_2$	$TiO_2$	$ZrO_2$	$Al_2O_3$	$Cr_2O_3$	$V_2O_3$	FeO	$Fe_2O_3$	MnO	MgO	CaO	$Na_2O$	Сумма
32219	34.16	1.48	0.08	2.50	0.02	0.32	-	26.43	0.30	0.09	32.76	-	98.15
32220	26.20	16.16	4.99	0.86	0.06	0.32	4.54	11.41	0.45	1.04	30.94	0.23	97.22
32221	26.80	16.19	4.68	0.83	0.01	0.37	5.22	11.68	0.46	1.38	30.30	-	97.91

Примечание. Соотношение FeO и  $Fe_2O_3$  рассчитано по балансу зарядов.



В гранатах с наибольшим содержанием титана соотношение миналовшорломита : моримотоита : андрадита составляет 36.8 : 51.6 : 7.7 и 38 : 54.5 : 7.4 соответственно. По существующей номенклатуре группы гранатов эти гранаты являются моримотоитами.

За последующие более чем 100 лет коллекция Минералогического музея имени А.Е. Ферсмана РАН пополнилась образцами шорломита, моримотоита и титансодержащего андрадита из Ахматовской копи на Урале; рудника Valtigels, Тироль, Италия; из карбонатитовых массивов Африканда, Ковдор, Вуориярви, Кольский п-ов; рудника Ожидаемый, Минусинский округ; рудников Hot Spring Co, США; Питкьяранты, Карелия; массивов Гули, Одихинча, Сибирь; Дахуу-Нура, Тува; Фадью-Куда, Таймыр; Мурун и Ингели, Алдан, Якутия, и многими другими. Сейчас она варьирует 42 образца из различных скарных и карбонатитовых месторождений мира. Содержание  $TiO_2$  варьирует от первых до 15.5 мас. %. т.е. по настоящее время образцы Петра Аркадиевича Кочубея являются наиболее богатыми титаном гранатами в коллекции Минералогического музея имени А.Е. Ферсмана РАН, несмотря на то, что по существующей номенклатуре минералов группы гранатов они являются не шорломитом, а моримотоитом, который был утвержден в качестве минерального вида более чем через 100 лет после открытия шорломита.

## Литература

Вернадский В.И., Ферсман А.Е. Годовой отчет Геологического и Минералогического Музея имени Императора Петра Великого Императорской Академии Наук за 1913 год. // Труды Геологического музея имени Петра Великого. Т. 8. Вып. 1. 1914. С. 40–59.

Мохова Н.А., Моисеева М.Л. Коллекция Петра Аркадьевича Кочубея в Минералогическом музее им. А.Е. Ферсмана Российской академии наук. М.: 2016. 212 с.

Grew E.S., Locock A.J., Mills S.J., Galuskina I.O., Galuskin E.V. and Halenius U. IMA Report. Nomenclature of the garnet supergroup // American Mineralogist. 2013. V. 98. pp.785–811.

Shepard C.U. On three new mineral species from Arkansas. and the discovery of the diamond in North Carolina // American Journal of Science. 1846. V. 2. pp. 249–254.

## **РУДНО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ МУЗЕЙ ИГЕМ РАН: К ТРЕХСОТЛЕТИЮ ОТКРЫТИЯ МИНЕРАЛЬНОГО КАБИНЕТА КУНСТКАМЕРЫ**

В Рудно-петрографическом музее (РПМ) ИГЕМ РАН хранятся исторические коллекции и архивные материалы, отражающие «золотой век» в истории Геологического (Геологического и Минералогического) музея имени Петра Великого Императорской Академии Наук (ГиММ ИАН). История коллекций РПМ ИГЕМ РАН и Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН начинается с 1719 г., когда в Кикиных палатах Санкт-Петербурга была выставлена коллекция Кристофа Готвальда, приобретенная для Минерального кабинета Кунсткамеры и дополненная образцами пород, руд и минералов российских месторождений. К середине XVIII века коллекция образцов Минерального кабинета насчитывала уже более 10 тысяч образцов. Академик В.М. Севергин, возглавлявший в то время Минеральный кабинет (Минералогический отдел), превращает коллекцию в научное собрание и составляет для посетителей *«Краткую опись Минеральному Кабинету Императорской Академии наук, по новому онаго расположению въ 1820 году»* (Севергин, 1821). В 1821 г. экспозиция стала доступна для обозрения в просторном зале нижнего этажа Кунсткамеры (Басаргина, 2003).

В РПМ ИГЕМ РАН экспонируются образцы и коллекции, внесенные в опись В.М. Севергина (Севергин, 1821): *«Перемещение учинено [было] въ нижнюю большую залу при входъ въ Кунсткамеру»: «Сюдаже присвокуплены въ особыхъ шкапахъ и столахъ: а) Горныя породы иностранныя; [...] с) Коллекція Венгерскихъ минераловъ Г. Ципсера; d) Коллекція Шведскихъ минераловъ; e) Бразильскіе упругіе камни»* и др. В средней части залы располагались: *«No 79. Округлая масса Лабрадора, найденнаго въ 1815 году при копаниі колодца въ пяти сажняхъ глубины, на Волковскомъ кладбище, близъ С. Петербурга. Весу иметъ двадцать три пуда, восемь фунтовъ»* [дар императора Александра I] и *«No 88. Семисторонній столбъ базальтовой, состояцій изъ четырехъ коленъ, изъ Антрима въ Ирландіи»* [дар короля Великобритании Георга III].

В юбилейном издании «Летопись Кунсткамеры», посвященном 300-летию основания первого в России государственного общедоступного музея – Кунсткамеры, приведена запись от 14 ноября 1834 г.: *«Е.И. Паррот ознакомил с коллекцией образцов лавы с Везувия (292 экз.), присланной ученым-естествоиспытателем Ванотти из Неаполя. Решено благодарить Ванотти»* (Летопись..., 2014). Ныне коллекция продуктов извержений вулкана Везувий, датированных (начиная с 79 г.), собранная Карлом Ванотти (292 образца и ведомость к ним), а также коллекция датированных (начиная с 1535 г.) лавовых потоков вулкана Этна, собранная Марио Джемелларо (186 образцов), представлена в экспозициях РПМ ИГЕМ РАН. В 30-е гг. XIX века на основе коллекций Кунсткамеры было создано семь академических музеев: Этнографический, Анатомический, Азиатский, Египетский, Зоологический, Ботанический, Минералогический и Кабинет Петра I (Басаргина, 2003). Минералогический музей ИАН как самостоятельное учреждение был выделен в 1836 году. В его коллекциях, к тому времени насчитывающих около 20 тысяч образцов, были представлены горные породы, руды и минералы России и зарубежных стран, коллекционные собрания частных лиц, материалы выдающихся российских экспедиций. В опись Минералогического музея ИАН вошла коллекция горных пород А.Ф. Постельса, по результатам кругосветного путешествия на военном шлюпе «Сенявин» под командованием капитана Ф.П. Литке (1826–1829 гг.). С этой коллекцией и с любезно предоставленными издательством «Альфарет» (Санкт-Петербург) копиями рисунков из «Атласа», сделанных А.Ф. Постельсом, А. Мертенсом и Ф. Китлицем) (Литке, 2011), можно ознакомиться в РПМ ИГЕМ РАН.

Своего расцвета Минералогический музей достиг в 1873–1900 гг., когда его директором был академик Ф.Б. Шмидт. Музей в 1898 г. получил название «Геологический музей Императорской академии наук». Этот период истории Геологического музея ИАН наиболее ярко отражен в экспозициях РПМ ИГЕМ РАН. В это время от Г.А. Струве, чрезвычайного посланника при Ганзейских городах, в дар музею была передана полированная плита (размером 60 x 45 x 10 см) корсита (син. наполеонита) – уникального орбикулярного габбро, вывезенного с Корсики, а также более 200 образцов горных пород из различных районов Западной Европы. Ф.Б. Шмидт был основателем библиотеки Геологического музея и непосредственным организатором выдающихся полярных экспедиций: шведско-русской экспедиции по проведению градусных измерений на архипелаге Шпицберген под руководством академика Ф.Н. Чернышёва (1899–1901 гг.), Русской Полярной экспедиции под руководством барона Э.В. Толля (1900–1902 гг.) и др. Начиная с 1900 г., директором Музея состоял академик Ф.Н. Чернышёв, один из крупнейших русских геологов и политических деятелей. Совместно с Ф.Б. Шмидтом, он был инициатором проекта Мурманской железной дороги и многих других. Деятельность Ф.Б. Шмидта и Ф.Н. Чернышёва отражена в документах из архива РПМ ИГЕМ РАН.

В декабре 1902 г., по случаю 200-летия города Санкт-Петербурга, Музеем антропологии и этнографии было присвоено имя Петра Великого. Почти одновременно, 1 марта 1903 г. «Геологическому

Музею Высочайше присвоено наименование: «Геологический музей имени Петра Великого»» (Отчет..., 1903).

В 1906 г. произошло разделение Геологического музея на два отделения. Минералогическое отделение возглавил академик В.И. Вернадский; заведующим геологическим отделением и общим руководителем Музея стал академик Ф.Н. Чернышёв (Басаргина, 2003). В 1908 г. академиком В.И. Вернадским начала создаваться (каталогизироваться) «Систематическая петрографическая коллекция Геологического музея имени Петра Великого Императорской Академии Наук», составляющая основной фонд современного РПМ ИГЕМ РАН.

В 1925 г. произошло разделение Геологического и Минералогического музея имени Петра Великого на два музея: Геологический музей Петра Первого АН СССР (директор – академик Ф.Ю. Левинсон-Лессинг) и Минералогический музей Петра Первого АН СССР (директор – академик А.Е. Ферсман). В пополнении коллекций Геологического музея Петра Первого АН СССР большую роль сыграла Комиссия по изучению естественных производительных сил России (КЕПС), организованная под руководством В.И. Вернадского в 1915 г. В РПМ ИГЕМ РАН хранится коллекция образцов экспедиции Ф.Ю. Левинсон-Лессинга 1924-1929 гг. по изучению вулканической группы Карадага в Крыму и многие другие материалы КЕПС (Отчет..., 1926).

В 1930 г., в связи с реорганизацией академической науки, Минералогический музей Петра Первого АН СССР был преобразован в Минералогический институт (директор – академик А.Е. Ферсман). На базе коллекций Геологического музея Петра Первого АН СССР возникли три института – Геологический (ГИН, директор – академик В.А. Обручев), Палеозоологический (директор – академик А.А. Борисяк) и Петрографический (ПЕТРИН, директор – академик Ф.Ю. Левинсон-Лессинг) (Басаргина, 2003).

В 1930 г. геологические коллекции и архивы Геологического музея Петра Первого АН СССР были переданы в ПЕТРИН, а выставочная часть была реорганизована в Петрографический музей. На базе Северодвинской палеозоологической галереи и палеонтологических коллекций Геологического музея Петра Первого был создан Палеозоологический институт АН СССР (ныне – Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН), при котором в 1937 г. был открыт музей – ныне один из крупнейших в мире Палеонтологический музей им. Ю.А. Орлова. Минералогический музей Петра Первого АН СССР в 1934 г. стал называться «Геологический музей имени А.П. Карпинского» и в 1936 г. перебазировался в Москву, в здание бывшего манежа графа А.Г. Орлова; в 1946 г. он был переименован в «Минералогический музей АН СССР», а с 1955 г. получил название «Минералогический музей имени А.Е. Ферсмана АН СССР».

В октябре 1932 г. ленинградские Геохимический институт АН СССР, Минералогический институт АН СССР и Кристаллографическая лаборатория были преобразованы в Институт геохимии, минералогии и кристаллографии им. М.В. Ломоносова (ЛИГЕМ). В составе ЛИГЕМа возник ряд отделов-секторов и Музея. 25 апреля 1934 г. СНК СССР принял постановление «О переводе Академии наук СССР в Москву»; Петрографический музей ПЕТРИНа переехал в Москву, в Старомонетный переулок, дом 35. В это же здание, с частью своих музейных коллекций, перебазировался ЛИГЕМ АН СССР. В 1937 г. ЛИГЕМ АН СССР, ПЕТРИН и ГИН объединились в Институт Геологических наук (ИГН АН СССР). Постановлениями Президиума АН СССР, в ноябре 1955 г. ИГН АН СССР был разделен на два института – Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) и Геологический институт (ГИН), а Геологический музей Петра Первого АН СССР в январе 1956 г. вошел в структуру ИГЕМ как Петрографический музей на правах кабинета (Архив..., 1956). Коллекции Геологического музея ИГН АН СССР перешли в ИГЕМ АН СССР и стали его научной основой. Совместно с академиком Ф.Ю. Левинсон-Лессингом, комплектацией коллекций Геологического музея Петра Первого АН СССР, Петрографического музея ПЕТРИН АН СССР, ИГН АН СССР и ИГЕМ АН СССР занимались его сотрудники, академик Д.С. Белянкин и к.г.-м.н. М.К. Бельштерли. Дальнейшее пополнение коллекций Геологического музея ИГН АН СССР (с 1955 г. - Петрографического музея ИГЕМ АН СССР, названного так при реорганизации ИГН АН СССР) происходило за счет каменного материала, собранного во время геологических экспедиций сотрудниками ИГН АН СССР и ИГЕМ АН СССР. Со временем тематика научных исследований ИГЕМ РАН значительно расширилась, и в 1993 году Петрографический музей был переименован в Рудно-петрографический музей ИГЕМ РАН.

## Литература

Архив РАН, ф. 2, оп. 6, д. 210, лл. 21-24. О структуре Геологического института и Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР / Постановление Президиума Академии наук СССР № 15 от 13 января 1956 г.

*Басаргина Е.Ю.* Минералогический – Геологический – Геологический и Минералогический музей имени Петра Великого. 2003. Электронные публикации сотрудников СПФ АРАН // URL: <http://ranar.spb.ru/rus/books6/id/594/>.

Летопись Кунсткамеры. 1714–1836 / Рос. акад. наук, Музей антропологии и этнографии им. Петра Великого (Кунсткамера) / Авт.-сост.: М.Ф. Хартанович, М.В. Хартанович; отв. ред.: Н.П. Копанева, Ю.К. Чистов. – Санкт-Петербург: МАЭ РАН, 2014. – 740 с.

*Литке Ф.П.* Путешествие вокруг света на военном шлюпе «Сенявин» в 1826–1829 гг.: Отделение историческое: Ч. 1–3, атлас; Отделение мореходное с атласом. — Репринтное издание 1834–1836 гг. — СПб.: Альфарет, 2011.

Отчет о деятельности Академии наук СССР за 1925 год, составленный неперменным секретарем академиком С.Ф. Ольденбургом и читанный в публичном заседании 2 февраля 1926 года. - Л.: Изд-во АН СССР, 1926. 408, 28 с. // URL: <http://ranar.spb.ru/rus/page/277/id/350/>.

Отчет о деятельности Императорской академии наук по физико-математическому и историко-филологическому отделениям за 1903 год // Типография Императорской Академии наук, декабрь 1903. 103 с.

*Севергин В.М.* Краткая опись Минеральному Кабинету Императорской Академии наук по новому онаго расположению в 1820 году. — СПб.: При Императорской Академии Наук, 1821. 24 с.

---

---

*Ефремова Л.П., Дурагина А.М., Стокрацкая Л.С.*

*Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия, [lov\\_efremova97@mail.ru](mailto:lov_efremova97@mail.ru)*

## ЛОРЕНЦ ФОН ПАНСНЕР – ОСНОВАТЕЛЬ РОССИЙСКОГО МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА

**Введение.** В преддверии юбилейного года – 200-летия Российского минералогического общества группой ученых, состоящих из преподавателей и научных сотрудников Санкт-Петербургского Горного университета, Фрайбергской горной академии, Йенского университета им. Фридриха Шиллера были проведены исследования по изучению культурного наследия одного из важнейших российских ученых германского происхождения, учредителя российского минералогического общества Лоренца фон Панснера. В течение нескольких лет этими исследователями изучались архивы городов Мюнхена, Йены, Санкт-Петербурга, Арнштадт, собирались письма и рукописи фон Панснера, которые затем были переведены на современный немецкий, а в дальнейшем и на русский язык.

Большим успехом этих работ стало обнаружение в архивах музея Йенского университета считавшейся утраченной уникальной коллекции образцов, собранной Лоренцом фон Панснером во время его пребывания в России и отправленной им в Йену.

**Иоганн Хайнрих Лоренц Панснер.** Лоренц фон Панснер родился 3 мая 1777 года в г. Арнштадт (Тюрингия, Германия). За время своего обучения в Йенском университете он занимался теологией и физикой, но больше всего его интересовала минералогия, которую он изучал на курсах профессора И.Г. Ленца. Получив в 25 лет докторскую степень по философии, Лоренц фон Панснер вместе со своими единомышленниками стал одним из первых членов Йенского минералогического общества (Стокрацкая, 2012).

После окончания учебы в Йенском университете Лоренц фон Панснер уехал в Россию, но всегда во время своих путешествий поддерживал связь с коллегами и отправлял минералогические образцы в Йену для создания коллекции немецкого минералогического общества. В России Лоренц фон Панснер был известен как видный исследователь в области минералогии и геодезии – Лаврентий Иванович Панснер. В 1817 году он основал «Российское минералогическое общество» по модели Йенского минералогического общества, учредительное собрание которого состоялось 19 января этого года в Михайловском замке на квартире Панснера. Впоследствии она и стала штаб-квартирой Российского минералогического общества, а сам Панснер его первым директором (Стокрацкая, 2016). В 1836 году Панснер вернулся в г. Арнштадт, где следующие 14 лет вплоть до самой смерти, несмотря на проблемы со здоровьем, много занимался наукой. Лоренц фон Панснер скончался 22 марта 1851 г. в возрасте 73 лет в своем доме в г. Арнштадте.

**Выставки в память Лоренца фон Панснера.** На основании собранных коллекций, писем, различных других документов в наиболее важных для Панснера городах (Арнштадт, Санкт-Петербург и Йена) были организованы выставки в память этого великого ученого-естествоиспытателя. Открытие первой выставки состоялось 12 ноября 2016 года в его родном г. Арнштадт (Тюрингия, Германия). Выставка продлилась до 23 апреля 2017 года. Далее в октябре 2017 года коллекция временно была передана в Горный музей Санкт-Петербургского горного университета на время празднования 200-летия Российского минералогического общества. Летом 2018 года она была возвращена в Йенский университет им. Фридриха Шиллера, где и находится по сегодняшний день.

**Заключение.** Таким образом, работа, проделанная научными сотрудниками Санкт-Петербургского Горного университета, Фрайбергской горной академии и Йенского университета, важна для памяти ученого с мировым именем – Лоренца фон Панснера, который сыграл важную роль в развитии и распространении минералогических знаний, и создании Российского минералогического общества, которое на сегодняшний день является старейшим активным минералогическим обществом, насчитывающим более двух тысяч действительных членов.



## Литература

Стокрацкая Л.С. Роль основателя и первого директора российского минералогического общества д-р. Лоренца и. Г. Фон Панснера в развитии минералогии и минералогических обществ в XIX веке – Научный вестник Московского государственного горного университета, 2012. № 6. с.103–106.

Стокрацкая Л.С. Lorenz von Pansner (1777–1851) Sein Wirken als Mineraloge in Russland im Zeitraum von 1800 bis 1836, seine wissenschaftlichen Arbeiten und seine Briefkorrespondenzen – диссертация – защищена 29.11.2016 – TU Bergakademie Freiberg – с.509.

---

---

**Задорожный М.В.<sup>1</sup>, Вишневецкий А.В.<sup>1,2</sup>, Смирнова Т.В.<sup>1</sup>, Высоцкий Е.М.<sup>1</sup>, Моисеев Б.Е.<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, vishnevsky@igm.nsc.ru

<sup>2</sup>Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

<sup>3</sup>ООО «ДАТА ИСТ», Новосибирск, Россия

### **НОВЫЙ САЙТ КОЛЛЕКЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО СИБИРСКОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ (Г. НОВОСИБИРСК) НА КАРТОГРАФИЧЕСКОЙ ПЛАТФОРМЕ «COGIS»**

В этой работе изложен опыт размещения музейной базы данных (БД) на современной картографической веб-платформе. С результатами проделанной работы можно ознакомиться по адресу: [mus.igm.nsc.ru/cogis/catalog/](http://mus.igm.nsc.ru/cogis/catalog/). Для входа в систему необходимо использовать гостевой аккаунт: логин – guest, пароль – guest1.

Для каталогизации экспонатов музея использовалась база данных (около шестнадцати тысяч записей), созданная сотрудниками музея в среде Access 2003. Настольная БД в таком формате обладает рядом недостатков: сложность совместного редактирования и удалённого доступа, хрупкость и тяжеловесность системы в случае привязки медиафайлов и т.д. Важной характеристикой каждого экспоната являются географические координаты места его отбора. История экспоната, месторождение, с которого он отобран, геологическая ситуация – неотъемлемые атрибуты экспоната, без которых информация о нём не будет столь полной. Поэтому для визуализации и редактирования БД была выбрана картографическая платформа CoGIS, которая позволяет просматривать и редактировать атрибутивную информацию различного типа.

CoGIS – это веб-платформа для быстрого создания, запуска и разработки ГИС-проектов, разработанная компанией DataEast ([cogis.dataeast.com/CoGIS/Pages/About](http://cogis.dataeast.com/CoGIS/Pages/About)). CoGIS включен в реестр отечественного ПО ([reestr.minsvyaz.ru/request/99652/](http://reestr.minsvyaz.ru/request/99652/)).

Исходная БД была модернизирована и размещена на платформе PostgreSQL. Для удобства работы сотрудников музея была сделана интерактивная схема витрин музея (Рис. 1)

Идентификационная карточка экспоната содержит инструменты для добавления географических координат. Координаты можно добавить, поставив метку на карте, либо записав их в текстовом виде (Рис. 2).

В музее хранится множество образцов, зачастую отобранных с одного объекта (месторождения) База данных скомпонована таким образом, что к одной точке можно привязать любое количество экспонатов. Во вкладке «Экспонаты» отображается список всех образцов, которые отобраны в этой точке. К таблице с экспонатами привязан справочник по минералам «MINSPEC», созданный в минералогическом музее им. А.Е. Ферсмана РАН, в котором содержится почти шесть тысяч записей.

Очевидным преимуществом использования платформы CoGIS является возможность просмотра мест отбора образцов на карте, имея в качестве подложки любое растровое либо векторное изображение. Удобной возможностью при работе с БД, является поиск по всей базе. Используя поиск, можно найти образцы с конкретным минералом, образцы, которые отобраны на одном месторождении, образцы, переданные музеем тем или иным человеком. Кроме этого, есть возможность использовать фильтры с заданными параметрами для поиска данных внутри таблицы. Инструменты платформы CoGIS позволяют добавлять в БД изображения и прочие файлы, которые несут дополнительную информацию об экспонате, либо о точке (месторождении). Существенно упрощается работа в зале. Изменение информации в БД в связи с перемещением образцов между местами хранения и другие действия с предметами музейной экспозиции можно осуществлять с любого устройства типа ноутбука, планшета или смартфона.

Данная веб-платформа позволяет распределять права между пользователями сервиса. Для работников музея и администраторов системы предусмотрен полный доступ к музейной БД. Гости имеют ограниченные права на доступ и поиск информации.

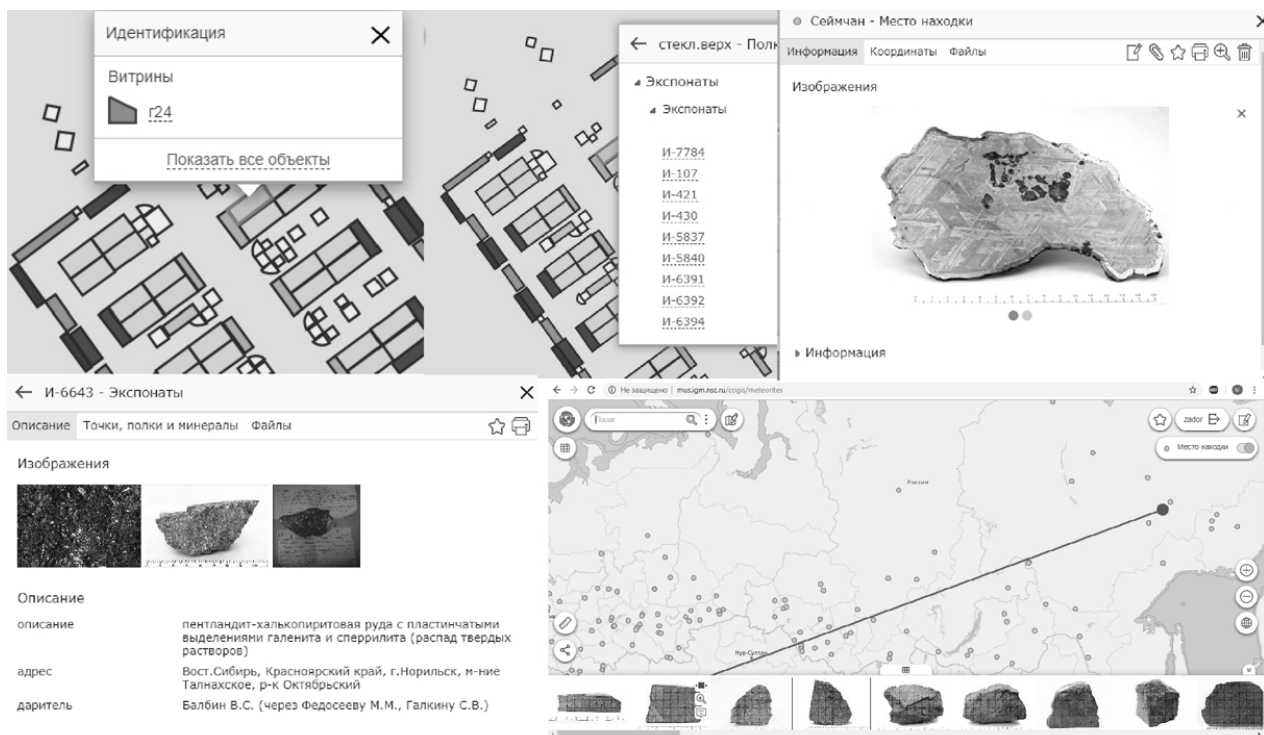


Рис. 1. Интерфейс интерактивного геологического музея на примере коллекции метеоритов.

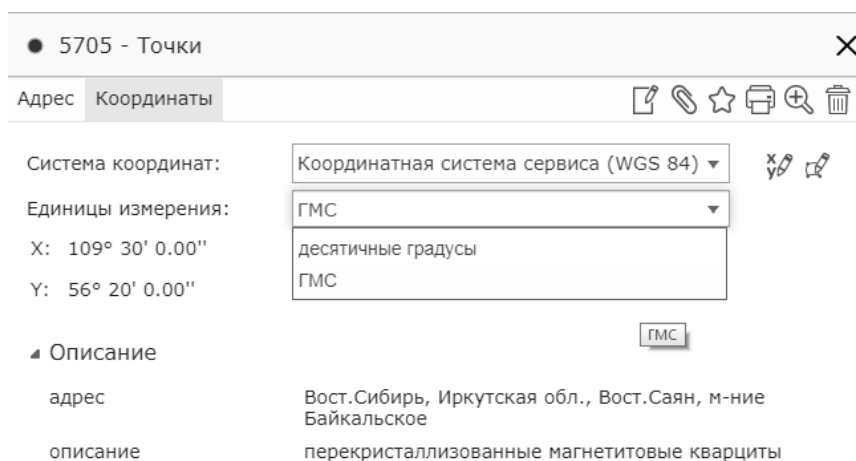


Рис. 2. Форма добавления/редактирования координат.

Размещение музейной БД на современной картографической веб-платформе позволяет сотрудникам музея более эффективно пользоваться базой, используя инструменты CoGIS. Также появляется возможность привлекать посетителей не только к реальным, но и к виртуальным витринам музея. Отдельной перспективой развития такого подхода является использование музейной коллекции в образовательных целях. Для этого планируется создать тематические выборки по генетическим группам минералов, которые помогут студентам в освоении минералогии, петрографии, минераграфии.

*Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН. Финансирующая организация: «Министерство науки и высшего образования Российской Федерации». Авторы благодарны В.А. Ананьеву за помощь в предоставлении необходимого ПО.*

## Литература

CoGIS. Единый реестр российских программ для электронных вычислительных машин и баз данных. // <https://reestr.minsvyaz.ru/request/99652/>

## НАСТОЯЩЕЕ И ВОЗМОЖНОЕ БУДУЩЕЕ ТУФОВ ЛАЕТОЛИ СО СЛЕДАМИ *AUSTRALOPITHECUS AFARENSIS*, КРАТЕРНОЕ НАГОРЬЕ, ТАНЗАНИЯ

Область Лаетоли является частью территории всемирно известного заповедника Нгоронгоро в северной Танзании. На площади около 1600 км<sup>2</sup> обнажаются разнообразные вулканические породы, среди которых преобладают эоловые туфы. Общая мощность отложений достигает 150 м и главными являются «нижние отложения Лаетоли» мощностью около 64 м и «верхние отложения Лаетоли» мощностью 44–59 м (Hay 1987). Время начала образования туфов, по результатам <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar датирования различных минералов, составляло около 4.36 млн лет и продолжалось до 3.63 млн лет (Deino 2011).

Среди эоловых туфов выделяется восемь слоев маркирующих туфов. Они образовались из отложений пепла во время извержения вулкана, который, впоследствии, не перемещался в пространстве под действием ветра или воды. Мощность туфов варьирует от первых сантиметров до 0.5 метра. Это мелко-, средне- и крупнозернистые породы серого и белого цвета, в составе которых может выделяться до четырех зон различных по текстуре, структуре и минеральному составу. Первичные минералы, которые отлагались во время извержений и сохранились до наших дней, представлены нефелином, пироксеном, магнетитом, перовскитом, гранатом, титанитом, апатитом и мелилитом. Также в туфе присутствуют и многочисленные округлые или овальные частицы, которые изначально были сложены вулканическим стеклом, а впоследствии преобразованным в монтмориллонит. Кристаллы минералов и пепловые частицы сцементированы вторичным кальцитом и монтмориллонитом, так что туф являет собой достаточно плотную и консолидированную породу.

Среди маркирующих туфов наиболее изучен туф № 7 (Hay 1987, Barker and Milliken 2008, McHenry 2011, Zaitsev et al. 2011, 2015). Именно в слое этого туфа и были обнаружены многочисленные отпечатки следов различных древних животных, а также, в 1978 г., отпечатки ступней австралопитека афарского (Agnew and Demas 1998). В течении двух лет исследование этих отпечатков было выполнено группой антропологов под руководством Мери Лики, которые составили карту распределения отпечатков и сделали слепки отпечатков (Leakey and Hay 1979, Leakey 1981, Leakey and Harris 1987). В середине 90-х годов, участок туфа с отпечатками был детально изучен специалистами по консервации из американского института Гетти (Getty 2000), Они выполнили фотографии отпечатков с высоким разрешением, расчленили участок от корней деревьев и произвели консервационные работы в областях разрушения туфа. Главным результатом этой работы было создание защитного кургана, который состоит из нескольких слоев песка, разделенных прослоями геотекстиля и биобарьера. Новые раскопки, выполненные в 2011 г. специалистами из института Гетти, показали, что наблюдается медленное разрушение поверхности туфа с отпечатками (Getty 2011), а значит необходимо пересмотреть метод консервации отпечатков австралопитека афарского. Это и было одной из причин работ нашей группы в области Лаетоли в 2015-2017 гг. Выполнявшиеся нами проектные работы состояли из двух принципиально значимых видов научно-исследовательских изысканий: натурного обследования (полевых работ) и лабораторных исследований и экспериментов. Это позволило получить достаточные данные о состоянии объекта, типе горных пород, условиях их залегания, их минеральном составе, структурно-текстурных особенностях и физико-механических свойствах, необходимые для разработки первичных рекомендаций по составу и порядку ведения консервационных работ и технологических решений.

Дефекты поверхности туфа с отпечатками разделены на две основные группы: дефекты, возникшие в результате процессов естественной (природной) эрозии, и дефекты, образовавшиеся в результате вмешательства человека.

Среди дефектов, возникших в связи с процессами природной эрозии, следует выделить следующие:

- система пресекающихся почти под прямым углом природных трещин. Эти трещины имеют различную ширину раскрытия и в большинстве случаев заполнены почвой и песком от засыпки раскопов,
- полигональное растрескивание туфа, сформировавшееся за счет действия корневой системы акаций,
- развитие мелких корешков высшей растительности с высокой адгезией к поверхности туфа, как на лицевой поверхности, так и внутри трещин,
- локальные и точечные участки с изменением первично светло-бежевой окраски поверхности туфа на буро-ржавый цвет, за счет окисления железосодержащих минералов присутствующих, как в самом туфе, так и в почве, использовавшейся для засыпки раскопов.

К основным дефектам, образовавшимся в результате вмешательства человека, отнесены следующие:

- точечное и локальное загрязнение поверхности вулканического туфа пятнами желтого цвета. Их образование связано с миграцией метаболитов трифлуралина в поверхностный слой вулканического туфа. В

процессе натурального обследования были выполнены опытные участки по очистке вулканического туфа от рассматриваемой желтой пятнистости путем установки компрессов с этанолом,

- локальные, пятнисто распределенные участки с изменением первоначального цвета поверхности туфа на характерный яркий ядовито-желтый цвет. Они находятся вокруг и внутри отпечатков австралопитека, а их образование связано со старением и частичным разложением материала "Bedacryl" (основным компонентом которого является органическое вещество полибутилметакрилат). Этот материал использовался в 1979 году для укрепления поверхности туфа внутри и по краям отпечатков перед проведением процедуры по снятию с них слепков. Удаление этого вещества из объема вулканического туфа возможно, но может повлечь за собой дезинтеграцию поверхностного слоя породы, о чем свидетельствуют эксперименты, выполнявшиеся ранее сотрудниками Гетти института,

- участки с плотными и сильно связанными с поверхностью туфа загрязнениями зернами песка из реки Гарусси. Высокая адгезия зерен песка к поверхности туфа связана с двумя основными факторами. Во-первых, с механическим вдавливанием твердых минералов песка в поверхность туфа, состоящего преимущественно из мягких минералов (кальцита и монтмориллонита). Во-вторых, наиболее плотные загрязнения подобного рода были отмечены внутри и по периметру отпечатков, где в 1979 г выполнялось укрепление поверхности туфа Bedacryl-ом. Это связано с физическими свойствами указанного материала. Выше 20-22°C он приобретает пластичность, что позволяет зернам песка закрепиться и осесть на таких участках. При снижении температуры ниже 18-20°C этот материал наоборот набирает прочность и консолидирует в себе осевший песок,

- полигональное микрорастрескивание на поверхности туфа на участках присутствия пропиток Bedacryl-ом и сопутствующих плотных песчаных загрязнений. Пропитка Bedacryl-ом и песчаные загрязнения формируют в поверхностном объеме туфа коркоподобный слой, обладающий более высокой плотностью и прочностью, при одновременно более низкой пористости и паропроницаемости по сравнению с нижележащим природным туфом. Таким образом, появление микрорастрескивания связано с искусственно созданным относительно резким изменением физико-механических свойств породы в вертикальном разрезе и различным характером и временем реакции на изменении внешних условий. Например, относительно резкое высыхание поверхности туфа и изменение ее температуры в процессе проведения повторных раскопок будет приводить к усилению эффекта микрорастрескивания.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Peter Rich Architects – GMP Consulting Engineers – Laetoli JV (Аруша, Танзания), Ngorongoro Conservation Area Authorities (Танзания), Natural History Museum (Лондон, Великобритания), Санкт-Петербургского государственного университета (гранты 0.42.955.2016, 3.42.740.2017) и Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 18-05-00835).*

## Литература

- Agnew N., Demas M. 1998. Preserving the Laetoli Footprints. *Scientific American* 279 (3), 44–55.
- Barker D.D., Milliken K.L. 2008. Cementation of the Footprint Tuff, Laetoli, Tanzania. *Canadian Mineralogist* 46. p. 831–841.
- Deino A.L. 2011. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar Dating of Laetoli, Tanzania. In: *Paleontology and Geology of Laetoli: Human Evolution in Context*. Vol. 1. Springer, Dordrecht. p. 77–97.
- Getty Conservation Institute. 2000. Laetoli Project: Report on the 1996-1997 Field Seasons and the Olduvai Museum Exhibition. Los Angeles: Getty Conservation Institute. [http://hdl.handle.net/10020/gci\\_pubs/laetoli\\_field\\_report\\_1996\\_98](http://hdl.handle.net/10020/gci_pubs/laetoli_field_report_1996_98)
- Getty Conservation Institute. 2011. Report on the Partial Re-Excavation of the Laetoli Hominid Trackway, Site G. Los Angeles: Getty Conservation Institute. [http://hdl.handle.net/10020/gci\\_pubs/laetoli\\_re-excavation](http://hdl.handle.net/10020/gci_pubs/laetoli_re-excavation)
- Hay R.L. 1987. Geology of the Laetoli area. In: *Laetoli, a Pliocene Site in Northern Tanzania*. Clarendon Press, Oxford, pp. 23–47.
- Leakey M.D. 1981. Tracks and Tools. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological* 292 (1057) 95-102.
- Leakey M.D., Hay R.L. 1979. Pliocene footprints in the Laetoli Beds at Laetoli, northern Tanzania. *Nature* 278, 317-323.
- Leakey N.D., Harris J.M. (Eds.) 1987. *Laetoli, a Pliocene Site in Northern Tanzania*. Clarendon Press, Oxford. 561 p.
- McHenry L.J. 2011. Geochemistry and mineralogy of Laetoli area tuffs: Lower Laetoli through Naibadad Beds. In: *Paleontology and Geology of Laetoli: Human Evolution in Context, Volume 1*. Springer, Dordrecht. p. 121–141.
- Zaitsev A.N., Wenzel T., Spratt J., Williams T.C., Strekopytov S., Sharygin V.V., Petrov S.V., Golovina T.A., Zaitseva E.O., Markl G. 2011. Was Sadiman volcano a source for the Laetoli Footprint Tuff? *Journal of Human Evolution* 61. p. 121–124.
- Zaitsev A.N., Spratt J., Sharygin V.V., Wenzel T., Zaitseva O.A., Markl G. 2015. Mineralogy of the Laetoli Footprint Tuff: a comparison with possible volcanic sources from the Crater Highlands and Gregory Rift. *Journal of African Earth Sciences* 111. p. 214–221.

## **МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ МУЗЕЙ КАК ИНТЕЛЛЕКТУАЛЬНАЯ СИСТЕМА – ВЗГЛЯД В БУДУЩЕЕ**

Более полувека назад академик А.Е. Ферсман высказал программное заявление о будущем минералогических музеев: «Современные минералогические собрания должны отвечать не столько... задачам подъема любви к изучению природы, они должны соответствовать последним научным путям и их достижениям. С музейной точки зрения вопросы ... обследования земной коры требуют новых, своих собственных методов,... а не просто служить любителям камня».

То, что минералогический музей может представлять собой особую исследовательскую систему, доказывался примером открытия профессором Ленинградского государственного университета А.А.Кухаренко с сотрудниками парагенетической связи пиропса с алмазом в кимберлитах. Как известно, это открытие было сделано при изучении экспонатов минералогического музея кафедры минералогии ЛГУ. Так что всем известный эффект от практического использования этого открытия можно рассматривать как результат развития «собственных методов» минералогического собрания, о которых писал А.Е. Ферсман. Приведенный пример не единственный. Следовательно, в музейное дело изначально заложен исследовательский потенциал.

Так каким же «последним научным путям и их достижениям» должен соответствовать минералогический музей в будущем?

Как ни удивительно, но минералогические музеи разных стран (автор ориентируется на личный опыт изучения устройства некоторых горных музеев не только России, но и Германии, Франции, Норвегии, Финляндии, Болгарии, Китая) устроены по одному принципу, позволяющему посетителям только смотреть, читать этикетки перед экспонатами и по возможности слушать экскурсовода. Как сто лет назад. Лекции ученых дополняются анализом научной информации. Различия среди музеев определяются их полнотой (говоря по-современному, базой данных), устройством (системностью) и уровнем оформления (эстетичностью). Так что под развитием современных минералогических музеев, в основном, понимается, соответственно: наращивание базы данных, совершенствование экспозиций (нередко с использованием электронных средств), обновление помещений (ремонт), расширение площадей. Очевидно, что А.Е. Ферсман под развитием подразумевал нечто другое.

В поисках ответа на поставленный вопрос представляется важным обратиться к опыту Д.П. Григорьева, отдавшему преподаванию минералогии и музейной работе в Горном институте десятилетия своей жизни.

Во-первых, на своих лекциях в Горном музее он неустанно повторял, перефразируя И.В. Гете: «Смотреть, это еще не значит видеть». Следовательно, учить видеть – важнейшая и не до конца решенная проблема музея. Во-вторых, он утверждал: «Главный способ обучения должен быть показ и анализ качеств минералов, а не рассказ о них, поскольку подлинное знание есть знание не слов, а реалий, обозначаемых словами». С этим положением трудно не согласиться. И это вторая нерешенная проблема музея.

Думается, что обе проблемы имеют прямое отношение к образному представлению ученого: «Изучать минералы – значит читать каменную книгу». Следовательно, решение обеих проблем можно ожидать в следующем преобразовании этого тезиса: «Изучать минералы – значит разговаривать с камнем».

«Разговор с камнем» – абстракция, имеющая смысл в том случае, если камень удастся наделить присущей ему генетической и другой информацией, а между камнем и человеком поставить посредника, способного эту информацию передавать человеку как от конкретного камня, так и от других связанных с ним экспонатов музея.

Таким образом, возникает система, в которой посетитель музея может подойти к любому каменному экспонату и задать ему вопрос. Система будет способна обеспечить ответ и в зависимости от заявленного посетителем уровня своего интереса (одно дело – школьник, другое – студент или ученый) получить узкий или расширенный ответ или анализ различной информации (кристаллохимической, генетической, геммологической, экономической или другой). Обратная связь от посетителя к камню может вести аналитическую информацию к широкому кругу других музейных объектов.

Естественно, пока что можно иметь в виду перспективы создания на базе минералогического музея интеллектуальной системы, разработанной по указанным принципам. Наполнение такой системы информационной базой данных будет самой непростой задачей. Но в целом, создание варианта такой системы в содружестве со специалистами по IT-технологиям хотя бы на примере отдельного минералогического собрания явилось бы событием значимым на пути превращения музеев в системы, обладающие интеллектуальностью и самоорганизацией - в соответствии с научными достижениями (по А.Е. Ферсману).

## **ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЙ И ПРОСВЕТИТЕЛЬСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ МУЗЕЯ ИНСТИТУТА ЗЕМНОЙ КОРЫ СО РАН**

Музей Института Земной Коры СО РАН основан в 1995 г., как вспомогательное подразделение института. Начав образовательную деятельность с 1998 г., используя выставочные образцы при проведении занятий со студентами кафедры геммологии ИрГТУ в музейном зале, к просветительской деятельности сотрудники музея приступили фактически с 2009 г., получив возможность расширить музейные демонстрационные площади.



**Рис.** Основной музейный зал.

В настоящий момент музей является многоплановым хранителем геологической информации, представленной научным наследием выдающихся ученых – организаторов Института, внесших весомый вклад в развитие сибирской науки; систематизированными коллекциями горных пород, руд и минералов, среди которых особое место занимают: уникальная выставка новых минеральных видов, открытых сотрудниками института; образцы из закрытых в настоящий момент месторождений; экспозиции результатов инженерно-геологических исследований плотины Иркутской ГЭС после 50 лет эксплуатации; коллекция минеральных вод Восточной Сибири, исследованных в Институте земной коры, среди которых пятьдесят лет пользующаяся наибольшей популярностью минеральная вода «Иркутская» и многое другое

Музейные коллекции позволяют вести образовательную и просветительскую деятельность, проводя демонстрацию экспонатов постоянно обновляемых коллекций не только среди сотрудников института, но и для: специалистов широкого профиля (профессионалов), студентов различных специальностей, разновозрастных детских коллективов.

Неоценимую наглядную помощь оказывают музейные коллекции студентам геологических специальностей, позволяя им получать дополнительный материал к курсу рудных и нерудных полезных ископаемых. Это, например, железистые руды Бурятии, вольфрамовые и молибденовые руды Бурятии, Читинской области и Монголии, оловоносные руды Центрального Забайкалья и Дальнего Востока, золотоносные руды различных типов месторождений из регионов России и Монголии. Выставка образцов кимберлитов Якутии и других регионов мира позволяет познакомиться с кимберлитовыми трубками Якутской и Архангельской алмазоносными провинциями, с алмазоносными и неалмазоносными лампроитами Австралии (трубками поля Эллендейл, трубкой Аргайл), некоторыми Бразильскими кимберлитовыми трубками.

Коллекции поделочных и ювелирных камней: нефритов (Восточная Сибирь), лазуритов (Прибайкалье, Бадахшан), чароитов (единственное в мире месторождение чароита Сиреневый камень Мурунского щелочного массива, Западный Алдан), агатов (Россия, Монголия, Бразилия), полихромных турмалинов (Малханское месторождение, Забайкалье) студентов различных специальностей и всех посетителей очаровывают своей разнообразной окраской и красотой

Систематические занятия со студентами Иркутского государственного университета и Иркутского государственного технического университета начались с 1998 года. Используя музей как аудиторию для занятий, удастся значительно усилить восприятие излагаемого материала слушателями, так как многие экспонируемые образцы иллюстрируют лекционный процесс. На примере расширенных и обновленных коллекций лазурита, нефрита, чароита, разноокрашенных агатов, флюоритов, диопсидов и других

минералов появилась возможность наглядной демонстрации образцов при чтении курса лекций по «Природе окраски минералов» студентам кафедры геммологии в Институте недропользования Иркутского государственного технического университета. Экспозиция результатов разработанного сотрудниками лаборатории петрологии, геохимии и рудогенеза способа обработки природных камней и изделий из них, наглядно демонстрирующего возможности облагораживания некондиционного поделочного сырья на примере улучшения декоративно-художественных свойств нефрита, служат наглядным пособием в процессе проведения занятий в курсе лекций по «Облагораживанию поделочных и ювелирных камней». Экспонируются исходные и облагороженные пластинки, кольца, браслеты, двухцветные образцы, гемма из Улан-Ходинского нефрита. Расширена выставка результатами одной из дипломных работ по изменению окраски желто-зеленых бериллов Шерловогорского месторождения до аквамарин.

Студенты кафедры прикладной геологии, слушая лекции в музее, получают в выставочном зале дополнительные обзорные материалы по «Инженерной геодинамике» и «Региональной и инженерной геологии».

Аспиранты института в курсе обязательных лекции ведущих научных сотрудников института, получают возможность на примере экспозиций увидеть все собственными глазами.

Общая экспозиция музея позволяет развивать эрудицию и расширять кругозор студентов и аспирантов, т.к. они с большим интересом знакомятся не только с экспонируемыми образцами минералов и горных пород, но их взору представлены здесь уникальные нетрадиционные экспонаты собранные и выставленные для всеобщего обозрения. В музее, например, экспонируется имитация макета ОБО, которые в действительности представляют собой каменные пирамиды на горных перевалах или горных вершинах, сложенные из принесенных с подножья или со склонов горы камней, сооруженные в священных местах – местопребывании духов – хозяев местности.

Несомненный интерес вызывает коллекция геологических значков, выставленных на отдельных стендах. В основном это подарки сотрудников института и отдельных лиц. Так доктора геолого-минералогических наук С.В. Лысак и С.И. Шерман подарили музею 170 значков, среди которых их именные знаки участников XXVII сессии Международного Геологического конгресса 1984 года. На отдельном стенде выставлены 135 значков, подаренных музею доктором геолого-минералогических наук П.М. Хреновым, много значков от докторов геолого-минералогических наук Ю.Б. Тржицинского и Б.И. Писарского. Геологические значки иллюстрируют неудержимый полет фантазии, проявившийся в форме, содержании, раскраске и расцветке значков, выполненных из металла с глазурью и без, из пластмассы, но особым вниманием пользуются значки с каменными вставками, подчеркивающими их геологическое содержание. Больше всего вставок из нефрита (Рифт-75, II Всесоюзное совещание по металлогении активизированных областей, 50 лет геолого-разведочному факультету Иркутского политехнического института и другие), а значок VII Всесоюзного металлогенического совещания изготовлен с использованием нефрита, лазурита и чароита. Лазурит полностью использован при изготовлении значка Цветные камни – экспедиционный знак «Байкалкварцсамоцветы», чароит – XX конгресс по геохронологии, 50 лет геологическому факультету Иркутского государственного университета и другие. Вся коллекция насчитывает более 700 экземпляров.

С открытием нового выставочного зала значительно увеличилось и количество экскурсантов самого разного возраста и контингента: от младших школьников до пенсионеров. Если для младших школьников это первое знакомство с богатством окружающего мира: с горными породами и минералами, то для старших – это уже выбор профессии, знакомство с фундаментальной наукой и основанными на фундаментальных исследованиях прикладными разработками, многие из которых приняты геологическими, проектными и строительными организациями для внедрения (Иванова, Дорофеева, 2010). Это возможность реально прикоснуться к науке о Земле – Геологии во всем ее многообразии. Посещение музея интересно и для профессионалов, так как дает возможность получить представление о новейших достижениях и открытиях сотрудников института (Иванова, Резницкий, 2015).

Музей принимает участие в различных молодежных программах, акциях и фестивалях: «Наука 0+», «Эко неделя», «Неделя без турникетов», международном образовательном проекте «Геопарк в Прибайкалье». Особое внимание уделяется детским геологическим и экологическим кружкам, увлекательные музейные экскурсии для которых поддерживают пробудившийся у них интерес к будущей профессии и, как показывает опыт, большой науке.

## Литература

*Иванова Л.А. Дорофеева Р.П.* Музейные экспозиции как напоминание о неисчерпаемых возможностях развития науки. /Научно-исторический и культурно-образовательный потенциал сибирских музеев. Новосибирск. 2010. С.150–156.

*Иванова Л.А., Резницкий Л.З.* Музейная экспозиция, отражающая вклад Института земной коры в минерагению Слюдянского горно-промышленного района (Южное Прибайкалье) // Вестник Алтайского ГПУ: музееведение и сохранение историко-культурного наследия. № 24. 2015. С.119–122.

## **СЛЕД В ИСТОРИИ МИНЕРАЛОГИИ АБУ РАЙХАНА БЕРУНИ**

Среди известных работ среднеазиатских астрономов и математиков XI–XVI вв. одно из почётных мест принадлежит великому мыслителю узбекской земли – Абу Райхану Мухаммед ибн Ахмад ал-Беруни (4.09.973 – 11.12. 1048). Его многочисленные труды по различным областям знаний внесли огромный вклад в золотой фонд мировой науки.

Большое место в них занимают естественные, в том числе науки о Земле. В них рассматривались вопросы происхождения Земли, её место во Вселенной, допускалось существование иных Вселенных, иных миров, изначального сосуществования твердой и морской стихий, постоянного их изменения под действием внутренних и внешних причин. Общей, региональной и динамической геологии и тектоники – теория горообразования: наличие протяженных поясов («позвоночный столб Земли»), окруженных низменностями, возникновение хребтов, параллельных границе суши и моря; раздвигание суши; более значительные перемещения в меридиональном направлении, нежели в широтном, что позволило его считать одним из первых мобилистов: цикличное развитие, выражающееся в смене периодов горообразования и покоя, смена суши и моря в одних и тех же местах. Литологии – выделение 24 типов камней, 11 типов глин, генезис мумие; в учебные пособия студентов введен «закон Беруни» о соответствии размеров обломков скорости речного потока. Учения о полезных ископаемых и металлогении – высказывания о поисковых признаках, местах нахождения руд, сравнение одинаковых месторождений мира по качеству, установил родство меди и олова и отсутствие его у меди и свинца; однородное строение района – основа ожидания схожих руд, вопросы их добычи, извлечения (дал первое описание магнитной сепарации), применения; для Средней Азии отметил 12 месторождений, из них 6 по Узбекистану, рассмотрел 5 точек размещения золоторудных месторождений.

Одним из наиболее крупных работ Беруни является написанная им книга «Собрание сведений для познания драгоценностей (минералогия)», которая была в 1963 г. переиздана Академией наук СССР, представляет собой самую обширную сводку минералогических знаний средневековья. В ней приведены глубокие сведения о генезисе, свойствах, качествах минералов, об их месторождениях и методике добычи. Книга объемом 288 страниц состоит из двух частей – «О драгоценных камнях» и «О металлах». В первой части книги Беруни, минералы объединяет в следующие группы: 1) «красные камни» — яхонт и «подобные ему» — лал и гранат; 2) самые твердые камни — алмаз и наждак; 3) произведения моря: жемчуг, коралл, перламутр; 4) группа «зеленых камней» — изумруд и подобные ему; 5) группа кремнезема: сердолик, оникс, горный хрусталь; 6) опять синие и зеленые камни: лазурит, малахит, нефрит; 7) вещества органического происхождения: гагат, асфальт, янтарь и др.; 8) не драгоценные камни: гематит, пемза и др.; 9) искусственные вещества: стекло, эмаль, фарфор, глазурь. Такая группировка минералов является первой попыткой естественной классификации минералов.

В качестве диагностических признаков минералов, он использует твердость, блеск, цвет, влажность, температуру, форму кристаллов, вкус, запах, прозрачность, гладкость или шероховатость, электризацию при трении, магнитность, цену и область применения. Таким образом, в определении минералов у Беруни участвуют 15 констант, на основании которых устанавливалась близость внешне непохожих друг на друга минералов и различие внешне сходных.

Во второй части книги подробно излагаются свойства металлов и сплавов, рассмотрены ртуть, золото, серебро, медь, железо, олово, свинец, мышьяк и сплавы (латунь, бронза) и др. Среди месторождений золота, главная роль отведена речным наносам т.е. россыпям.

Беруни большим вкладом в минералогию является введение им новой цифровой константы – удельного веса минералов, металлов и жидкостей. Он считал, что определение удельного веса – самый надежный способ различать минералы; сконструировал специальный сосуд для возможно более точного определения объема воды, вытесненного погруженным в нее образцом, что позволило ему довести точность определения удельного веса до одной единицы третьего знака.

Кроме определения удельного веса металлов и минералов Беруни предпринял, опять-таки с помощью сконструированного им прибора, измерение удельных весов различных жидкостей. В частности, он установил различие удельного веса холодной и горячей, пресной и соленой воды и указал на связь плотности воды с ее удельным весом.

Абу Райхан Беруни писал о различной плавкости минералов, в частности о том, что стекло легкоплавко, а хрусталь тугоплавко, и описал собственный эксперимент для определения плавкости разных зерен песка. Бируни можно считать первым исследователем минерального состава песка.

Беруни, опираясь на данные наблюдений и эксперимента, хотя и весьма кратко, изложил свои довольно определенные взгляды на происхождение минералов. Он считал, что минералы образуются путем выделения кристаллов из водных растворов, т.е. гидротермальным путем. Доказательством водного образования минералов Бируни считал включения капель жидкостей в кристаллах. «Все прозрачные минералы, — писал он, — в основе своей – текучие жидкости, которые окаменели. На это тебе указывает наличие в них инородных примесей вроде пузырьков воздуха, капель воды, листьев растений, кусочков дерева...



В работе имеются сведения и о парагенезисе минералов, т.е. о совместном нахождении минералов. Например, «Если находят гранат, то ожидают, что там имеется и яхонт, хотя это и не обязательно». Совместное нахождение яхонта и алмаза позволило высказать предположение о сходстве их происхождения. Беруни, впервые отметил возможность нахождения в сходных по строению районах аналогичных месторождений.

Сведения Беруни о месторождениях минералов и металлов представляют особую ценность для историков, так как содержат и литературные данные не дошедших до нас источников, а по обилию и географической точности значительно превосходят все, что было известно до него. Беруни называет не только страну или область, но приводит точные сведения о местонахождении рудников, названия близлежащих селений как лично ему известных, так и полученных из литературных источников. Он описывает старые, широко известные области добычи камней в Индии, на Шри-Лане и в Африке и, что особенно ценно для истории горного дела в нашей стране, дает точные и подробные сведения о месторождениях и добыче полезных ископаемых на территории Средней Азии и Кавказа.

Вышеизложенное позволяет сделать вывод, что «Минералогия» — произведение исключительное по обилию фактического материала, по критической оценке источников и по методическим установкам автора. Бируни подвел итог состоянию этой науки и указал пути ее дальнейшего развития. Естественно, что этот трактат оказал значительное влияние на развитие средневековой восточной минералогии.

Абу Райхан Беруни отмечал, что «существуют такие драгоценные камни, копи которых исчезли, но время от времени появляется то, чего раньше не знали... И, возможно, что с течением времени в будущем будут обнаружены под горами, на дне рек, в глубинах морей и в складках земли плавкие и неплавкие минералы, помимо тех, которые мы знаем сейчас».

Эти предсказания Беруни получили свое подтверждение, благодаря кропотливым исследованиям его последователей, его соотечественников изучавших геологию, минералогии и минеральные ресурсы родного края в XX веке. Совокупность проведенных ими исследований позволила выявить и описать на территории Узбекистана более 600 минералов и 132 разновидности на территории, из них 14 минералов и 4 разновидности открыты как новые минералы и вошли в мировую литературу по минералогии, 16 минералов установлено в бывшем Союзе только на территории Узбекистана («Минералы Узбекистана», 5томов).

Абу Райхан Беруни рассмотрел вопросы применения минералов в медицине, указав, что одно и то же вещество может приносить и пользу, и вред. Гидрогеологии – артезианские воды, зависимость состава воды от места ее нахождения и состава сосудов ее хранения; негативные стороны рудничных вод. Гляциологии – относил лед к земной субстанции, как бы дав ответ в споре отнесения этой науки к геологии. Геофизики – для сейсмологии, дав описания землетрясений разных стран в разное время, сопровождение гулум, лунным затемнением и др.; для изостатии – изменения, вызванные перемещениями, могут восстанавливать силу тяжести одним рывком или постепенно. Морской геологии – описание всех морей внутренних и внешних; возможности землетрясений, как и на суше; о колебаниях уровня морей; о морских горах, об островах как переходных формах. Его «теория морей» была признана лучшей. Природа у него живая, нуждающаяся в отдыхе, как и все естественное. Она – главный художник, и всё, сделанное человеком, не может сравниться с ней в своем совершенстве.

Его ценили современники. Индусы его называли «безбрежным океаном знания», ему было присвоено звание «ученого шейха» в Хорезмийской академии. Ему посвящали исследователи свои труды. В XV в. труды Беруни были настольными книгами у ученых при дворе Улугбека. В XVI в. некоторые таблицы Беруни были помещены в сборнике практических сведений «Айин-и-Акбари», собранных для индийского Великого Могола – Акбара. Его упоминал А.Гумбольдт (1847).

Многое сделано в Узбекистане для изучения наследия Беруни и увековечивания его памяти. На русском языке изданы в 1957–1975 гг. семь томов его избранных произведений и отдельно «Минералогия» (1963 г.). Его имя в 1967 г. присвоено высшей премии Академии наук Узбекистана, которой удостоены более 200 ученых.

Абу Райхан Беруни, как личность, как ученый, как философ и как человек – огромное открытие. До высот некоторых идей этого человека западный ученый мир смог дорасти лишь через 500 с лишним лет. Ученый-энциклопедист, живший в 973–1048 годах, написал множество фундаментальных работ по естественным наукам. Его сочинения по астрономии, математике, геодезии, геологии, минералогии, фармакогнозии и другие внесли огромный вклад в развитие средневековой науки.

## Литература

*Бируни Абу Рейхан* Собрание сведений для познания драгоценностей (Минералогия) / Пер. А.М. Беленицкого. Л.: Изд. АН СССР, 1963.

*Бируни Абу Рейхан* Геодезия (Определение границ мест для уточнения расстояний между населенными пунктами) / Иссл., пер. и прим. П. Г. Булгакова // Избр. произв. Т. 3. Ташкент: Фан, 1966.

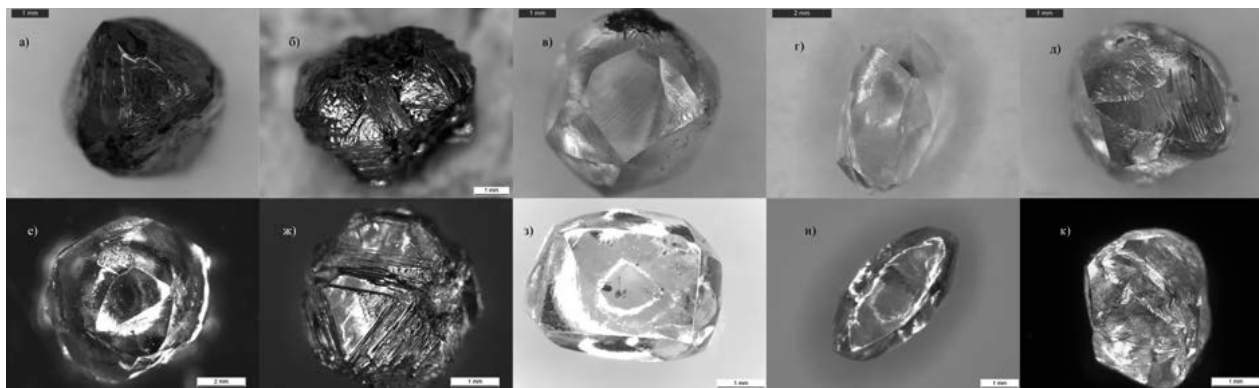
*Бируни* Об отношениях между металлами и драгоценными камнями по объёму / Пер. Б.А. Розенфельда и М. М. Рожанской // Из истории физико-математических наук на средневековом Востоке. М.: Наука, 1983. С. 141–160.

## НАУЧНОЕ ЗНАЧЕНИЕ КОЛЛЕКЦИЙ АЛМАЗОВ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ МУЗЕЕВ СПБГУ И ВСЕГЕИ

В Минералогическом музее СПбГУ и в ВСЕГЕИ хранятся две уникальные коллекции алмазов из аллювиальных отложений Анабаро-Оленевского междуречья (далее АОМ) и Красновишерского района Урала (далее КР). Выдающиеся исследователи минералогии алмаза создавали свои самые знаменитые научные работы, основываясь именно на кристаллах алмаза из этих регионов (Кухаренко, 1955; Орлов, 1973.). В указанных регионах распространены россыпные месторождения алмазов, но коренные источники этих россыпей не установлены и по настоящее время. Сравнительный анализ кристаллов алмаза из двух географически отдаленных, но генетически очень похожих регионов может помочь продвинуться в вопросах коренных источников россыпей такого типа. Изучение структурно-минералогических характеристик кристаллов «уральского» типа важно для понимания особенностей их образования и постростовых изменений.

Авторами изучено 2 коллекции алмазов – из россыпей АОМ – реки Чоппо, Хатыгын-Юелэтэ, Маят, Некекит, Хадьга (127 шт.) и россыпей КР – реки Большой Колчим и Большой Щугор (144 шт.). Был проведен комплексный анализ морфологии кристаллов алмаза, особенностей их ИК-поглощения и фотолюминесценции (далее ФЛ).

По результатам исследований выявлено удивительное сходство алмазов из указанных источников. Морфология кристаллов обоих регионов характеризуется подавляющим преобладанием додекаэдров (АОМ-70%, КР-72%), далее следуют кристаллы октаэдрического габитуса (АОМ-22%, КР-16%) (рис.1). Отдельно отмечается присутствие желтых кубоидов II разновидности по классификации Ю.Л. Орлова в обеих коллекциях и кристаллов с четырехугольными углублениями (АОМ-8%, КР-12%). Отличительной особенностью Уральской коллекции является незначительное присутствие тетрагексаэдров (Рис. 1е), а коллекции Анабара кристаллы V и VII разновидности по классификации Ю.Л. Орлова (Рис. 1а). На поверхности граней кристаллов обеих коллекций присутствуют: коррозионная матировка, дисковые скульптуры, леденцовость, матовость ребер, серповидные трещины.



**Рис. 1.** Морфологические типы кристаллов из россыпей Анабаро-Оленевского междуречья (верхний ряд) и Красновишерского района Урала (нижний ряд): а – октаэдр V разновидности по классификации Орлова; б, ж – октаэдровиды; в, з – додекаэдровиды; г, и – удлиненные додекаэдровиды; д, к – кубоиды II разновидности по классификации Орлова; е – тетрагексаэдровид.

Распределение кристаллов исследованных коллекций по концентрации азота и доле азота в форме В1 представлено на диаграмме Тейлора (Taylor et al., 1990) (рис. 2). Видно, что кристаллы исследованных коллекций занимают весь диапазон диаграммы и в целом распределены равномерно. Обе выборки кристаллов характеризуются бимодальным распределением. Распределение коллекции АОМ имеет две моды с максимумами 200 и 800 ppm, распределение коллекции КР имеет 2 моды с максимумами 150 и 600 ppm. В обеих коллекциях встречаются кристаллы с очень высокой концентрацией азота (свыше 1500 ppm), также встречаются безазотные кристаллы и кристаллы с высокой долей в форме дефекта В1.

В спектрах ФЛ обеих коллекций регистрируются: N3-система (АОМ-100%, КР-95%), N3+N4 системы (АОМ-43 %, КР-75%), 575+637 нм системы (АОМ-8%, КР-7%).

Исследование коллекций алмазов Минералогического музея СПбГУ и ВСЕГЕИ позволило провести сравнительный анализ и установить некоторые типоморфные особенности алмазов из двух регионов.

Полученные данные позволяют сделать предположение о множественности коренных источников россыпей и генетической однотипности источников алмазов Красновишерского района Урала и Анабаро-Оленекского междуречья.

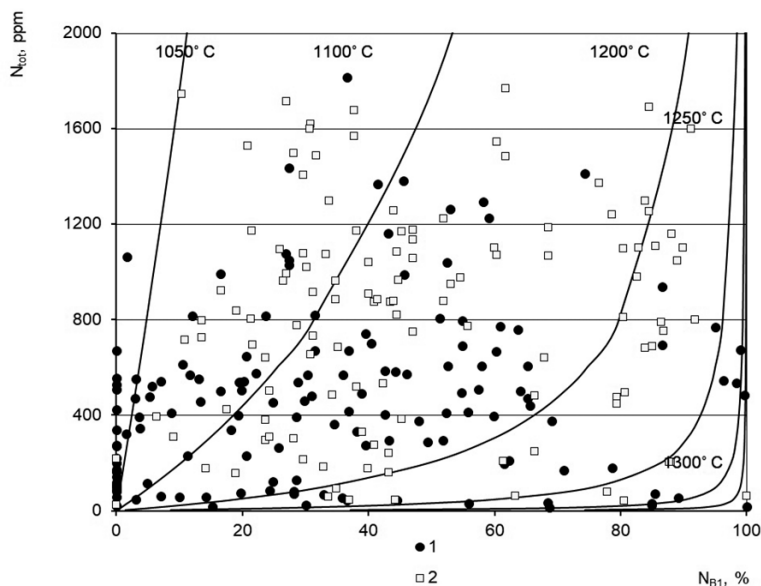


Рис. 2. Распределение кристаллов Анабаро-Оленекского междуречья (1) и Красновишерского района (2) по концентрации азота и доле азота в форме дефектов В1. На диаграмму вынесены изотермы, соответствующие времени отжига 3 млрд лет (Taylor et al., 1990).

### Литература

- Кухаренко А. А.* Алмазы Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 510 с.  
*Орлов Ю. Л.* Минералогия алмаза. М.: Наука, 1973. 221 с.  
*Taylor W. R.* Nitrogen-defect aggregation characteristics of some Australian diamonds: time-temperature constraints on the source regions of pipe and alluvial diamonds // *Am. Mineral.*, 1990, V. 75, p. 1290–1310.

*Кривовичев В.Г., Масленников М.А., Бархударова Г.В., Янсон С.Ю.*  
 Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия, v.krivovichev@spsu.ru

### КОЛЛЕКЦИЯ Д.И. МЕНДЕЛЕЕВА В МУЗЕЕ КАФЕДРЫ МИНЕРАЛОГИИ СПБГУ: ИСТОРИЯ СОЗДАНИЯ И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ

*К 150-летию открытия Дмитрием Ивановичем Менделеевым Периодического закона  
 и к 200-летию кафедры минералогии геологического факультета СПбГУ.*

В 1909 году вдовой Д.И. Менделеева Анной Ивановной в музей была передана личная коллекция великого русского ученого, представленная 245 образцами, которые включают 133 минеральных вида (Кривовичев, 1993). В коллекции Д.И. Менделеева основанная часть образцов минералов непосредственно связана с открытием, а вернее с поисками доказательств справедливости Периодической системы элементов. Как известно, великий ученый точно предсказал свойства элементов, которые следуют в группах периодической системы за бором, алюминием и кремнием и которые он обозначил как экабор, экаалюминий и экасилиций. Оставалось только их найти, и Менделеев предпринимает попытку самостоятельно, при помощи экспериментальных методов, открыть экасилиций, тщательно разработав стратегию поисков.

Прежде всего, Д.И. Менделеев определил те минералы, в которых следовало искать неизвестный элемент. Он сравнивает свойства ближайших соседей экасилиция в периодической системе и, используя знание основных проблем изоморфизма, пишет: "...мне кажется, наиболее вероятным найти экасилиций в соединениях титана и циркония...". Д.И. Менделеев предполагал, что именно в минералах титана «прячется» предсказанный им новый элемент «экасилиций», впоследствии названный германием (напомним, что для атомной массы экасилиция Менделеев предсказал значение 72, для плотности –

5.5 г/см<sup>3</sup>; первооткрыватель германия Винклер установил: 72.3 и 5.47, почти в точности совпавшие с предсказаниями нашего ученого).

Исходя из этого предположения, Дмитрий Иванович внимательно следит за работами, в которых приводятся результаты изучения минералов титана. Причем особо он отмечает случаи, когда свойства описываемых минералов отличаются от обычных (этот повышенный интерес понятен, поскольку отличия в свойствах, как правило, обусловлены присутствием в решетках минералов посторонних элементов, занимающих позиции титана, а посторонним элементом мог оказаться экасилиций) (Менделеев, 1950).

Д.И. Менделеев характеризует свойства, которые позволили бы отделить экасилиций от титана, циркония и ниобия, указывая, что экасилиций, как и некоторые другие неоткрытые элементы, и следует, по моему мнению, прежде всего, искать в тех еще недостаточно исследованных, но многочисленных и сложных по составу минералах, которые содержат три упомянутых элемента. Близость свойств Es и Ti наводит далее на мысль о том, что экасилиций мог быть незамечен при исследовании титаносодержащих веществ, хотя там и находится” (Менделеев, 1950).

Таким образом, минералы, в которых может содержаться экасилиций, определены. Теперь необходимо получить их для исследований. Минералогический кабинет С.-Петербургского университета не смог полностью удовлетворить потребность Дмитрия Ивановича, которому нужны были образцы одного и того же минерала из как можно большего числа месторождений. И Менделеев ищет необходимый ему каменный материал у торговцев минералами, обращается к своим друзьям и в Горный корпус (ныне С.-Петербургский горный институт). Так, известный немецкий физико-химик Л. Ландербург вспоминал, что Д.И. Менделеев «...между прочим сообщил, что едет во Францию и Англию для закупки некоторых минералов, в которых он предполагал найти предсказанные им элементы экабор, экасилиций или экаалюминий” (Д.И.Менделеев в воспоминаниях..., 1977; с. 52).

Сохранился и запрос Д.И. Менделеева в Горный корпус, который он сделал 5 декабря 1870 г. через ректора университета и в котором, в частности, писал: “Особенно важно было бы получить мне возможно большее количество титановых минералов, притом, если можно, с указанием месторождения, а именно: перовскита, рутила, ильменита, а также из других минералов: циркона, ортита или церита и эшинита” (Менделеев, 1953; с. 86).

Следует заметить, что часть образцов минералов поступала к Д.И. Менделееву не в виде отдельных штучек, а в виде концентратов, т. е. для получения запрашиваемых минералов в необходимом количестве породы дробились и требуемый материал извлекался (Менделеев, 1953; с. 187)

Однако исследование минералов титана оказалось безрезультатным: новый элемент не был обнаружен. И тогда летом 1871 г. Д.И. Менделеев обращает свое внимание на минерал колумбит, полагая, что в нём можно найти экасилиций. Он просит немецкого химика Р. Эрленмейера прислать ему баварский колумбит, в письме которому он пишет: «Мой путь долог, но я не боюсь длины. Хочу сперва проделать всякую штуку с редкими элементами... Потом обращаюсь к Ti, Zr, Nb и Ta, проштудирую их и, когда буду господином этих химических редкостей, постараюсь, изучая подходящие случаи, поискать между ними один из предсказанных мною экаметаллов. Занятно для меня будет уже и то, что ознакомлюсь с мало известным и запутанным полем, думаю, что по пути попадетсся кое-что интересное и другое, но цель буду преследовать, пока... не надоест” (Менделеев, 1953; 187).

Но уже в декабре 1871 г. ему “надоело” заниматься поисками новых элементов и он переключается на проблемы определения упругости разреженных газов. Открыть экасилиций Дмитрию Ивановичу не удалось, однако после этих исследований в его коллекции остались ильменит, титанит, эшинит, колумбит, церит, гадолинит и пироклор.

Честь открытия экасилиция принадлежит другому выдающемуся ученому, профессору неорганической химии Фрайбергской горной академии К.А. Винклеру. В сентябре 1885г. на руднике “Химмельсфюрст”, недалеко от г. Фрайберга в Саксонии, А. Вейсбах обнаружил в богатой серебросодержащей руде неизвестный минерал, который был передан для химического анализа К. Винклеру. Определив его состав, а в минерале содержалось 74,7% серебра, 17,3% серы и примерно 1% примесей, Винклер установил, что до суммы 100% не хватает почти 7%. Такой “дефицит” редко встречается даже у начинающих химиков, но Винклер был признанным мастером анализа, разработавшим целый ряд методик определения металлов в различных рудах. В своей статье, датированной 6 февраля 1886 г., Винклер писал: “После многодневных, хлопотливых поисков я могу сегодня с определенностью высказаться, что аргиродит содержит новый элемент, очень похожий на сурьму, но все-таки от нее резко отличающийся, которому можно было бы дать имя германий” (Цит. по кн.: Кедров, 1977; с. 84).

21 февраля 1886г. К. Винклер оповестил научные общества во всех странах мира о своем открытии. В Петербурге его письмо, в котором говорилось: “Подписавшийся имеет честь известить Русское физико-химическое общество, что он в аргиродите нашел новый неметаллический элемент, близкий по свойствам к мышьяку и сурьме, который назвал германием” (Винклер, 1886), – было торжественно зачитано Д.И. Менделеевым на заседании общества 19 марта того же года. На этом заседании был показан и образец нового минерала аргиродита, присланный Винклером. Этот образец был передан Д.И. Менделеевым в музей кафедры минералогии 22 марта 1886 г. Так гласит запись в журнале поступлений минералов.

Но Д.И. Менделеев получил образец аргиродита до 10 марта 1886 г., поскольку именно этой датой датировано его письмо К.Винклеру, в котором он, в частности, пишет: “Ваше любезное письмо и Ваш

подарок аргиродита, который сейчас представляет интерес, служат доказательством такого сердечного и дружеского отношения, что я могу ответить глубочайшей благодарностью Вам. Я должен признаться, что я не надеялся при жизни увидеть заполнение многих мест периодической системы до экзасилиция включительно. Тем с большим восхищением и умилением я прочел Ваши письма и смотрю теперь на аргиродит... Так как открытие германия является венцом периодической системы, то Вам, как отцу германия, принадлежит этот венец; для меня же является ценной роль предшественника и то дружеское расположение, которое я встретил у Вас" (Цит. по кн.: Кедров, 1977; с. 84)..

Такова в кратком изложении история поступления образца аргиродита и других минералов коллекции Д.И. Менделеева на кафедру минералогии Санкт-Петербургского университета.

В 2018 году по инициативе Ректората СПбГУ в рамках инициативной темы «Изучение минералов с уникальной историей и/или уникальными свойствами из коллекции Минералогического музея Санкт-Петербургского государственного университета (СПбГУ) при помощи современного оборудования Ресурсных центров СПбГУ» были проведены исследования 68 образцов коллекции Д.И. Менделеева. В ходе исследований была уточнена диагностика минералов, определены их составы и свойства.

*Изучение состава и свойств минералов из коллекции Д.И. Менделеева осуществлялось с использованием современного научного оборудования, установленных в Ресурсных центрах СПбГУ: «Рентгенодифракционные методы исследований», «Геомодель», «Центр микроскопии и микроанализа» и «Методы анализа состава вещества».*

### Литература

Винклер К. Русскому физико-химическому обществу // Журн. Рус. физико-хим. о-ва. 1886. Т. XVIII. С. 189.

*Д.И. Менделеев в воспоминаниях современников.* М.: Атомиздат. 1973. 272 с.

*Кедров Б.М.* Прогнозы Д. И. Менделеева в атомистике. М.: Атомиздат. 1977. С. 264 с.

*Кривовичев В.Г.* Менделеев и минералогия // Записки ВМО. 1993. Ч. 122. Вып.5. С. 87-95.

*Менделеев Д.И.* Научный архив. Т.1. Периодический закон. М.: Изд. АН СССР. 1953. 868 с.

*Менделеев Д.И.* Новые материалы по истории открытия периодического закона. М.–Л.: Изд. АН СССР 1950. 146 с.

---

---

**Кулаков Ф.В., Докучаев А.Я., Суханов М.К., Смольянинова В.Н.**

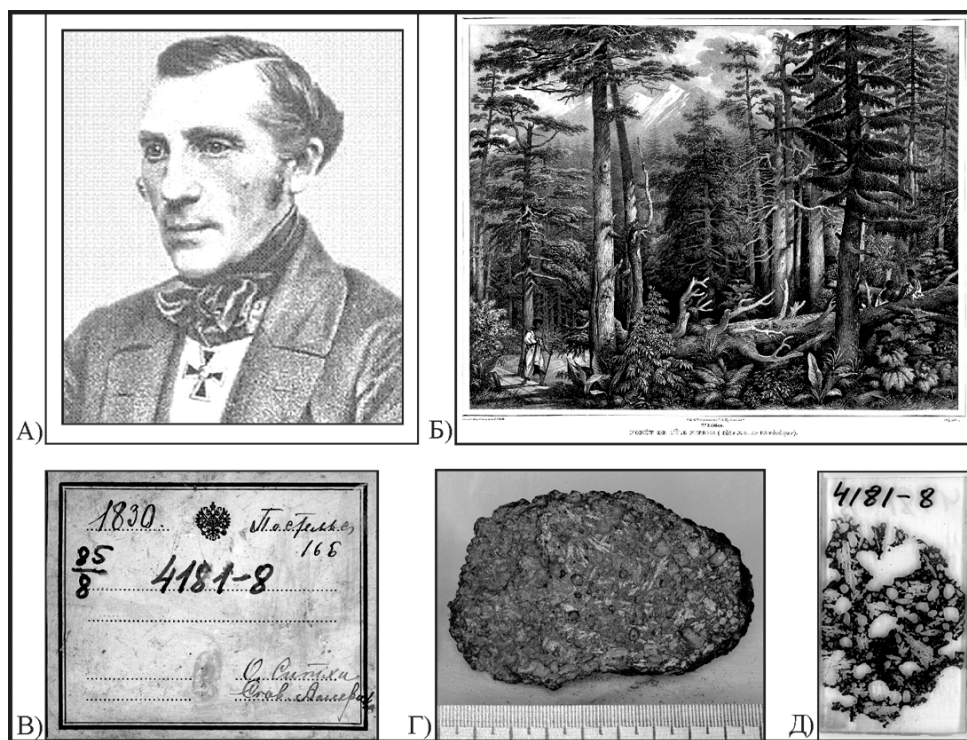
*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН,  
Москва, Россия, kolin\_dom@mail.ru*

### **ИСТОРИЧЕСКАЯ КОЛЛЕКЦИЯ А.Ф. ПОСТЕЛЬСА В РУДНО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОМ МУЗЕЕ ИГЕМ РАН: ОТ ФАКТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА К ВИРТУАЛЬНОЙ ЭКСПОЗИЦИИ**

Рудно-петрографический музей (РПМ) ИГЕМ РАН – старейший академический музей России, в котором хранятся исторические коллекции и архивные материалы многих выдающихся экспедиций, организованных Императорской академией наук в XVIII – начале XX вв. В частности, в РПМ хранится почти полная коллекция горных пород и минералов (287 образцов), собранная А.Ф. Постельсом во время кругосветного путешествия на военном шлюпе «Сенявин» в 1826-1829 гг. под командованием капитана Фёдора Петровича Литке.

Александр Филиппович Постельс (1801–1871) (см. рис. а) входил в группу ученых-исследователей экспедиции в качестве минералога и рисовальщика. По итогам экспедиции он составил геогностическое описание островов и берегов России и Русской Америки (острова Алеутского архипелага, острова Прибылова, берега Камчатки – Авачинский вулкан и др.), тихоокеанских тропиков (Каролинские, Марианские, Филиппинские острова и острова Бонин-Сима) (Литке, 1935). А.Ф. Постельс не только собрал около 330 геологических образцов, но и сделал более 700 рисунков с пояснениями («*Изъяснение геогностических видовъ*») (Литке, 2011).

В работе над атласами, иллюстрирующими прекрасные коллекции животных, насекомых, птиц, гербарии, этнографические материалы, собрание горных пород и минералов, участвовали также художник и орнитолог барон Фридрих Генрих фон Киттлиц, ботаник и врач Андрей Карлович Мертенс. За научные заслуги по ходатайству Академии наук указом Николая Первого А.Ф. Постельс был награжден орденом Святого Владимира 4-й степени. Академия наук высоко оценила труд А.Ф. Постельса, признав его достойным Демидовской премии. Обработке естественно-исторических материалов он посвятил ряд последующих лет.



**Рис.** а) Портрет А.Ф. Постельса (Валиев, 2018); б) литография с рисунка А.Ф. Постельса – окрестности о. Ситка (о. Баранова), США (Литке, 2011); в, г) этикетка и образец плагиофирового базальта, отобранный А.Ф. Постельсом на о. Ситка (РПМ ИГЕМ РАН); д) прозрачный шлиф плагиофирового базальта (РПМ ИГЕМ РАН).

В 1834–1836 годах «Атлас» на французском языке был передан в Минералогический музей Императорской академии наук. С коллекцией геологических образцов А.Ф. Постельса, а также с любезно предоставленными издательством «Альфарет» (Санкт-Петербург) копиями рисунков из «Атласа» (более 1200 литографированных изображений, сделанных А.Ф. Постельсом, А.К. Мертенсом и Ф.Г. Китлицем) (Литке, 2011), можно ознакомиться в РПМ ИГЕМ РАН (см. рис. б).

После экспедиции Ф.П. Литке выпустил несколько изданий книги о путешествии, в которые он обязательно включал геогностические наблюдения А.Ф. Постельса (Литке, 1935, 1948; и др.).

31 мая 1831 года А.Ф. Постельс был назначен ученым хранителем Минералогического кабинета Императорской академии наук (Русский Биографический словарь, 1905). В Минералогический кабинет он передал собственные геологические коллекции, собранные во время кругосветного путешествия 1826–1829 гг. (Гаранин и др., 2016). В настоящее время эта коллекция хранится и экспонируется в РПМ ИГЕМ РАН.

Наиболее распространенные магматические горные породы были известны и описаны к уже началу XX века. В России создание систематической коллекции магматических пород было начато В.И. Вернадским и продолжено Ф.Ю. Левинсон-Лессингом. Эта систематическая коллекция «эталонных» магматических пород хранится и пополняется в РПМ ИГЕМ РАН.

Петрографические «открытия» продолжались на протяжении всего XX века, вплоть до настоящего времени. В первую очередь, это магматические горные породы, получившие свои названия по географическим местам находок – коматит, онгонит, бонинит. Бонинит «подарил» музею А.Ф. Постельс, взявший его образцы при посещении Бонинских островов (острова Огасавара). А.Ф. Постельс оценил значение этого вулканического района и собрал здесь представительную коллекцию для сопоставления с камчатским регионом. Эти 18 образцов, за историю хранения сменив несколько российских геологических музеев, ныне являются гордостью РПМ ИГЕМ РАН.

А.Ф. Постельс – естествоиспытатель, минералог, художник, преподаватель геогнозии (геологии), профессор Императорского училища правоведения, действительный член Русского географического общества, член Совета министра народного просвещения, почетный член Императорской академии наук, тайный советник (Русский Биографический словарь, 1905). Он преподавал естественные науки великим княжнам Марии Михайловне и Екатерине Михайловне, руководил воспитанием детей принца Петра Ольденбургского. Именем А.Ф. Постельса названо растение *Piper Postelsianum* Max, а также гора и мыс на Чукотке. За свою научную и политическую деятельность А.Ф. Постельс был награжден орденами св. Станислава 1, 2 и 3 степени, св. Владимира 4 и 3 степени, св. Анны 2 степени (Валиев, 2018).

На сайте РПМ ИГЕМ РАН можно дистанционно ознакомиться с образцами из коллекции А.Ф. Постельса, которые сопровождаются оригинальными этикетками (рис. 1в) с указанием мест отбора. Приведены информация о размерах образцов, макро- (рис. 1г) и микрофотографии (прозрачные шлифы, рис.

1д). Места отбора образцов указаны в соответствии с координатами из путевых таблиц экспедиции (Литке, 1935).

Вся доступная информация (текст, изображения, ссылки) объединена в базу данных MySQL - каталог образцов музея. Коллекция и экспозиция образцов А.Ф. Постельса 1826–1829 гг. представляет собой значительный исторический интерес и полезна специалистам-петрографам. Информация об исторических коллекциях, хранящихся в РПМ ИГЕМ РАН, доступна по ссылке <http://www.igem.ru/museum/> (логин - IГЕМ, пароль - museum).

### Литература

*Валиев М.Т.* «Четыре фрагмента из фамильной истории семьи Постельс» // сборник «Немцы в Санкт-Петербурге: Биографический аспект. XVIII– XX вв.» Выпуск 11 / Отв. ред. Т.А. Шрадер. Санкт-Петербург: МАЭ РАН, 2018. 436 с.

*Гаранин В.К., Борисова Е.А., Мохова Н.А.* К 300-летию Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана Российской академии наук: история поступления коллекций // Новые данные о минералах», 2016. Вып. 51, 104 с.

*Литке Ф.П.* Путешествие вокруг света на военном шлюпе «Сенявин» 1826-1829. Издание второе. М.: ОГИЗ Государственное издательство географической литературы, 1948. 304 с.

*Литке Ф.П.* Путешествие вокруг света на военном шлюпе «Сенявин» в 1826–1829 гг. Отделение историческое. Ч. 1–3. Атлас. Отделение мореходное с атласом. Репринтное издание 1834–1836 гг. Санкт-Петербург: Альфарет, 2011.

*Литке Ф.П.* Путешествие вокруг света, совершенное по повелению императора Николая I на военном шлюпе Сенявине в 1826, 1827, 1828 и 1829 годах Флота капитаном Федором Литке. Отделение мореходное с атласом. Санкт-Петербург: Типография Гинце, 1835.

Русский Биографический словарь // Под ред. А.А. Половцева. Санкт-Петербург, Типография Скороходова, Т. 14: Плавильщиков – Примо, 1905. 626–628 с.

---

---

*Кулешевич Л.В.*

*Институт геологии Кар НЦ РАН, Петрозаводск, Россия, kuleshev@krc.karelia.ru*

### **ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ И МИНЕРАЛЫ – ОКСИДЫ ЖЕЛЕЗА В КОЛЛЕКЦИИ МУЗЕЯ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ (ПЕТРОЗАВОДСК)**

В Карелии насчитывается значительное количество месторождений (26) и рудопроявлений железных руд, внесенных в кадастр (Минерально..., 2005). Они представлены разными формационными и минеральными типами (магнетитовыми, гематитовыми, лимонитовыми). В музее геологии докембрия ИГ КарНЦ РАН собрана представительная коллекция железных руд (магнетитовые кварциты, гематитовые руды в доломитах и сланцах, Р-Ti-Fe-O в габбродолеритах, феррогаббро, пироксенитах, щелочных породах, карбонатитах, магнетитовые руды в скарнах, озерно-болотные лимонитовые руды). Минералогическая коллекция представлена ассоциациями богатых, вкрапленных и полосчатых магнетитовых и гематитовых руд, отдельными индивидами и необычными сростаниями пластинчатой, игольчатой и натечной формы, характерных для гематита, гетита (онегита), гидрогетита, корковыми, оолитовыми, коккардовыми минеральными лимонитовыми смесями, коллекцией аншлифов и полированными пластинками с разных рудных объектов. Работа, проводимая в музее геологии докембрия по минеральному разнообразию Карелии, первоначально ставила следующие задачи (Кулешевич и др., 2010): 1 – изучение ассоциаций железных руд, отдельных сростаний и индивидов, 2 – создание лекционного фонда музея по истории изучения и освоения железорудных месторождений Карелии, доступного для экскурсионной работы. В настоящее время подключены задачи: 3 – по закономерностям локализации оруденения и 4 – организация баз данных по железорудным объектам Карелии, отдельным интересным и уникальным минералогическим находкам.

**Титаномагнетитовые руды и Ti-Fe-окисная минерализация** приурочены к габбродолеритам, габбро, феррогаббро, пироксенитам, щелочным породам, анортозитам, карбонатитам и представлены на различных месторождениях и проявлениях Карелии (Минерально..., 2005). Руды мелко- или среднезернистые, вкрапленные или массивные богатые. Руды собраны в музее в разделе «Полезные ископаемые», где представлены коллекцией образцов и аншлифов. Минералы железа в этих рудах представлены титаномагнетитом, магнетитом, ильменитом, ульвитом, герцинитом. С описанием титаномагнетитовых руд можно познакомиться в многочисленных статьях исследователей, изучавших габброиды и Fe-Ti-окисные месторождения. Детальная характеристика минералов титаномагнетитовых руд (генерации, ассоциации, примеси, изоморфные замещения, преобразования при метаморфизме) приведены в работах последних лет по месторождениям и проявлениям Вялимяки, Пудожгорскому и Койкарскому,

Ельтьозерскому и Тикшеозерскому, Травяная губа, Бураковскому массиву (проявление Онежское) и некоторым другим.

**Магнетитовые руды скарнов.** В экзоконтакте интрузий гранитов-рапакиви в палеопротерозойских толщах С. Приладожья сосредоточены скарновые месторождения. Питкярантское рудное поле представлено несколькими скарновыми проявлениями железных (магнетитовых) руд, совмещенными с оловянными и сульфидными (Cu, Zn, Pb). Магнезиальные скарны представлены пироксено-шпинель-флогопито-магнетитовыми разностями, состоящими из: пироксена (диопсид-геденбергита) 20–90%, шпинели 0–10%, флогопита 1–40 %, магнетита 0–80 %, серпентина 0–30 % (по Р.А. Хазову). Известковые скарны содержат собственно скарновые минералы – гранат 0–90%, везувиан 0–50%, диопсид-геденбергит 0–90 %, магнетит 0–80 %. На Салминском месторождении магнетитовых руд, сплошные и полосчатые-вкрапленные руды содержат  $Fe_{\text{общ.}}$ –15–60 %,  $Fe_{\text{магн.}}$ – 32.5 %. Магнетит представлен несколькими генерациями и имеет почти идеальный состав. На участке Хопунваара в отвалах шахты Бекк встречаются пироксен-эпидот-гранатовые скарны с магнетитом. Здесь же в ассоциации с более низкотемпературными минералами (хлоритом, кварцем) были обнаружены пластинчатые сростки кристаллов мушкетовита – псевдоморфозы магнетита по гематиту. Название минералу дано в честь русского геолога Мушкетова И.В. (1850–1902 г.). Карельский мушкетовит представлен в коллекциях разных музеев. В кавернозных полостях, помимо сульфидов полиметаллов встречаются и более поздние пластинчатые и игольчатые кристаллы гематита и гетита.

**Железистые кварциты.** Среди месторождений и проявлений железистых кварцитов с оцененными запасами или ресурсами (около 40 учтенных объектов), разрабатываются два наиболее крупных месторождения – Костомукшское и Корпангское (с общими запасами ~1.307 млрд. т руды; Минерально..., 2005). К объектам подобного типа относятся рудопроявления Межозерское, Большеозерское, Хедозерское, Гимольское, Тумбареченское, Воломское. Рудовмещающими для железистых кварцитов являются ритмично слоистые биотит-кварцевые, полевошпат-биотит-кварцевые, грюнерит-амфиболовые, щелочно-амфиболовые породы, углеродсодержащие сланцы. Руды как первично-осадочные первоначально обладали слоисто-полосчатыми текстурами, однако в связи со складчатостью и метаморфизмом первичные текстуры были «затушеваны» и преобразованы в более поздние полосчатые, сланцеватые и деформационные текстуры. *Минеральный состав руд.* С описанием геологии района, руд и минералов можно познакомиться по работам В.Я. Горьковца, М.Б. Раевской. Железные руды представлены несколькими минеральными типами: 1 – полосчатыми щелочно-амфибол-магнетитовыми кварцитами (магнетит 40–60 %, кварц 30–50 %, щелочной амфибол (рибекит) и роговая обманка <10 %, локально в зонах перекристаллизации встречается эгирин; руды хорошо обогатимы); 2 – биотит-магнетитовые кварциты (магнетит 30–50 %, биотит до 15 %, кварц 25–52 %, иногда карбонат, акцессорные сульфиды, апатит до 1–3 %); 3 – грюнерит-роговообманковые и грюнерит-магнетитовые кварциты (магнетит 20–35 %, кварц 30–50 %, амфиболы 30–35 %, сульфиды). В основной рудной залежи Костомукшского месторождения преобладает первый тип руд, в залежи переслаивания – второй и третий, содержание  $Fe_{\text{магн.}}$  в рудах снижается от 1-ого к 3-ему типу. Со всеми этими типами руд можно познакомиться по коллекциям музея. Магнетит представлен несколькими генерациями. Тонкозернистый магнетит-1 ассоциирует преимущественно с кварцем такой же размерности и содержит примеси Са до 0.94 % и Mn до 3.33 %, Ti до 1.28 %. Мелкозернистый магнетит-2 имеет стандартный состав, он встречается с рибекитом, кварцем, микроклином, реже биотитом. Магнетит-3 – более крупнозернистый.

**Гематитовые руды.** К палеопротерозойским (ятулийским) породам центральной Карелии приурочены проявления гематитовых руд. Они образуют маломощные стратифицированные горизонты. К наиболее значимым рудным объектам этой формационной группы относятся месторождение Туломозерское и ряд рудопроявлений (Пялозеро, Белая Гора, Спасская губа, Сялнага, Сювяярви и некоторые небольшие объекты). На Туломозерском месторождении гематитовые руды приурочены к песчаникам и доломитам, представляют группу сближенных отдельных пластообразных и жильных залежей, субмеридионального простирания небольшой мощности (до 1.5 м) и протяженностью от 30 до 2400 м со средним содержанием железа 35.2%. *Минеральная ассоциация руд* представлена гематитом (нескольких генераций, тонкозернистым и крупно-пластинчатым), кварцем, кальцитом, доломитом, реже серицитом. Первое известное описание этих железных руд относится к 1839 г., тогда же их начали добывать и была проведена опытная плавка. Построенный для этих целей металлургический Туломозерский завод действовал с 1899 до 1903 года. В настоящий момент рудник и завод являются горнопромышленным памятником природы Р. Карелия. Для осмотра (в сопровождении) доступен только рудник Рогосельга на левом берегу р. Колласйоки (Колас).

**Лимонитовые озерные и болотные руды.** Ресурсы озерных и болотных лимонитовых руд (33 рудных объекта) составляют ~0.26–0.5 млн. т, при среднем содержании  $Fe_{\text{общ.}}$  в руде 27.68–57.53 %. Озерные и болотные руды широко представлены в центральной Карелии. Сведения о первых разработках железных руд в XI–XII вв. в Заонежских и Лопских погостах известны из истории: использовались озерные и болотные лимонитовые руды, которые можно было легко извлекать и перерабатывать. Близкое расположение этих рудных объектов от Санкт-Петербурга оказало решающее значение для их освоения в XVIII–XIX веках – в пору развития горнорудных промыслов в Олонецкой губернии (Балагуров, 1958). Руды из района озер Кончезеро, Сямозеро, Сегозеро, Сундозеро шли на переплавку и получение железа. Вблизи старых заброшенных плавильных заводов и сейчас встречаются шлаки, содержащие кусочки породы, древесный



уголь и не полностью переплавленные руды. *Состав и минералогия*. По морфологическим признакам среди лимонитовых руд выделяются оолитовые (разных размеров), корковые, губчатые и монетные. Цвет руд неоднородный коричнево-желтый, желто-бурый («ржавый») до черного. Черные корковые руды и темные участки бурых лимонитовых руд, как показали современные аналитические исследования, содержат MnO от 17.77–30.06% до 78% (вады). Именно присутствие Mn обеспечило природный легированный состав этих руд и прочность полученного из него чугуна на Петровских заводах. Монетные руды содержат: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 5.8 %, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 1.28 %, MnO 4.12 %, FeO 79.6 %. В корковых рудах содержится P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – до 3.56 %, SO<sub>3</sub> – до 1.72–4.41 % (Кулешевич и др., 2010).

**Гетит, гидрогетит, онегит.** В Онежской структуре на проявлениях Падминской группы, в районе пос. Великая губа, на Волк-острове (в Заонежье), проявлении Светлое в Кумсинской структуре широко развиты вытянутые пластинчатые кристаллы гетита, гидрогетита. Они представляют собой иголки и тонкие пластинки радиально-лучистые кристаллы «ежики», иногда наросшие или «напыленные» на кварц, что придает ему черный или красноватый цвет. Размер кристаллов достигает 0.1–2 см, блеск полуметаллический, цвет серо-черный. По данным рентгеновского и термоанализа они относятся к гетитам, либо гидрогетитам. Игольчатые кристаллы, обнаруженные в сростании с амethystом на Волк-острове, были первоначально описаны еще в прошлом веке и названы онегитом по Онежскому озеру. Минерал «онегит» был отправлен в Париж в Сорбоннский университет под названием – фуллонит по фамилии А.А. Фуллона, директора Олонцких горных заводов (Борисов, 1952, с. 6), не вошедшее в дальнейшем в минералогию. В настоящее время этот минерал известен под названием гетит. Натечные и зональные образования лимонита (сростаний гематита, гетита и гидрогетита широко распространены в зонах окисления гематитовых руд на рудопроявлениях Светлое, Южка, в районе Сундозера, на западном берегу Онежского озера). Игольчатый гетит и коккардовые образования представляет собой красивый коллекционный материал.

### Литература

- Балагуров Я.А.* Олонецкие горные заводы в дореформенный период // Петрозаводск, 1958. 212 с.  
*Борисов П.А.* О чем говорят камни Карелии. Госиздат КФССР. 1952. 120 с.  
*Кулешевич Л.В., Ларькина Н.Ю., Инина И.С.* Минералы железа в коллекции музея геологии докембрия: Лимонитовые и гематитовые руды Карелии // Полезные ископаемые Карелии. 2010. С. 131–139.  
Минерально-сырьевая база Республики Карелии.// Петрозаводск, 2005. Кн. 1. 280 с.

*Князева Т.М., Кургузова А.В., Петров Д.А.*

*Санкт-Петербургский горный университет, kurguzova.anna@gmail.com*

### РАЗРАБОТКА МЕТОДИКИ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ЭКСПОЗИЦИЙ В ГОРНОМ МУЗЕЕ

Создание петрографических музейных экспозиций имеет ряд особенностей. Основные проблемы при разработке таких экспозиций:

- необходимость наглядного представления породы как на макро, так и на микроуровне (чего нет при работе с минералогическими экспозициями!);
- необходимость применения петрохимических исследований для точной идентификации породы (что удорожает стоимость подготовки экспозиций, и зачастую оказывается невозможным, поскольку методы исследований валового состава пород являются разрушающими);
- сложность и несогласованность современных петрографических номенклатур.

В Горном музее ведутся работы по разработке методики наиболее полного представления петрографических коллекций в образовательных и научно-методических целях.

**Коллекции магматических пород.** Предлагается изготовление шлифов пород, их детальное описание и фотографирование. В витрину размещается как образец породы (в качестве каменного эталона), так и краткое петрографическое описание, и две фотографии (в скрещенных и параллельных николях). На информационных стендах представляются современные классификационные диаграммы пород, согласно петрографическому кодексу и последним учебникам (для Горного музея – учебник «Петрография» Ю.Б. Марина, 2014 г).

**Коллекции метаморфических пород.** Основная экспозиция оформляется аналогично с собранием магматических пород, в витрину помещается как сам образец, так и шлиф с описанием. При работе с метаморфическими породами встаёт ряд новых задач, например, важно представить наглядно информацию об исходном протолите пород, положение породы на схеме фаций метаморфизма (для чего требуется оценка P-T условий метаморфизма).

Важным моментом является быстрота реакции оформления экспозиций на изменение классификационной номенклатур пород. С одной стороны, Горный музей ориентирован на студентов, и

экспозиции должны согласовываться с преподаваемыми наименованиями пород и подходами к их классификации. С другой, являясь крупнейшим геологическим музеем страны, Горный музей оказывается эталоном для специалистов-геологов и требуется максимально полное согласование номенклатуры петрографических коллекций в соответствии с современными подходами.

В рамках доклада на конференции будут представлены варианты оформления петрографических витрин в Горном музее и предложен ряд вопросов для дальнейшей дискуссии.

---

---

*Лаэров О.Б.*  
*Институт геологии Кар НЦ РАН, Петрозаводск, Россия, petrlavrov@list.ru*

## **ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ АМЕТИСТОВОЙ И СОПУТСТВУЮЩЕЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ОСТРОВА ВОЛКОСТРОВ (ОНЕЖСКОЕ ОЗЕРО, КАРЕЛИЯ)**

Открытие проявления аметиста в конце XVIII века на одном из островов Онежского озера, носящем название Волкостров, приписывается начальнику Олонецких горных заводов Адаму Васильевичу Армстронгу, происходившему из старинного шотландского рода, в бытность его членом правления Александровского пушечно-литейного завода в Петрозаводске. Постепенно А.В. Армстронг собрал уникальную коллекцию, насчитывающую несколько десятков «кварцовых друз», которая была приобретена Музеем горного корпуса в 1825 году (О приумножении Музеума..., 1826) Лучшие образцы из этой коллекции ныне украшают экспозицию музея Горного университета в Санкт-Петербурге.

В то же время в Петрозаводске жил и работал врачом, а затем инспектором врачебной управы Карл Иванович Милиус, также собравший интересную коллекцию местных минералов и горных пород. Став директором Императорского Санкт-Петербургского Минералогического Общества 1827 году, он пожертвовал для Общества «отличные друзы аметистов, проникнутых водянистым окислом железа, с Волчьего острова на Онежском озере» (Брыков, 1867).

В августе 1800 года на Александровский завод прибыла комиссия Берг-коллегии во главе с ординарным академиком Петербургской Академии Наук, горным инженером Иваном Федоровичем Германом для ревизии. Здесь-то и довелось увидеть представителю знаменитого органа по руководству горнорудной промышленностью в России местную диковинку – волкостровские аметисты, пронизанные иглами неизвестного минерала. Несколько подобных образцов И.Ф. Герман, уже в столице Российской империи, передал другому академику – Василию Михайловичу Севергину, который, изучив игольчатые образования на кристаллах аметиста, написал небольшую заметку о результатах своих исследований, которая была опубликована в академическом издании «Nova Acta» спустя много лет, уже после смерти автора (Severguine V., 1827).

В начале XIX века аметисты с далекого заонежского острова оказались в руках европейских минералогов-исследователей. Одним из них был Христиан Карл Андре (Андрэ) – экономист, секретарь Моравско-Силезского общества развития сельского хозяйства, естественных наук и местной истории, автор работы «Руководство к изучению минералогии» (Вена, 1804) и 1 – го учебника Минералогии (Вена, 1815). Он первым в 1802 году использовал термин «онегит» при описании аметиста и блестящих черных и желтовато-бурых иголок в его кристаллах с далекого острова на Онежском озере. Но его статья об этом в местной газете не стала известной научному сообществу в России и странах Западной Европы (Дж. Д. Дэна и др., 1951). Собственно термин «онегит» предшествовал названию «гётит».

Красота и необычность волкостровских аметистов пленила другого известного петрозаводчанина. Им оказался Александр Андреевич Фуллон – сын французского купца, горный инженер, в 1819 – 1833 гг. начальник Олонецких горных заводов. Имея чин берг-гауптмана VI класса, он проявлял неподдельный интерес к геологии и полезным ископаемым Олонецкой губернии, был лично знаком с А.В. Армстронгом. В незабвенном 1812 году А.А. Фуллон был выслан (как возможный вражеский агент) из столицы Российской империи в Петрозаводск. Но интересно не это: в том же году в «Записках Московского общества испытателей природы» (на фр. яз.) была опубликована его статья «Заметки об одном минералогическом образовании в Олонецкой губернии» (Foullon A.A., 1812). В ней приводилась общая геологическая обстановка побережья Онежского озера и Заонежья в целом и Волкострова в частности, указывалась и дата открытия А.В. Армстронгом аметистовой минерализации – 1798 год, а также была дана характеристика внешнего вида и физических свойств кристаллов аметиста, форм их «щеткообразного строения». А.А. Фуллон вел переписку и делился образцами аметистов и других минералов с известными европейскими специалистами. Именно в честь него в Парижской Академии Наук игольчатый железистый минерал с Волкострова был назван «фуллоном», но и этот термин вскоре исчез из специальной литературы (Бергштроссер К., 1838).

Также образцы из коллекции А.А. Фуллона, различные минералы «с Волчьего острова» были описаны профессором минералогии Берлинского университета Густавом Розе. Немецкий специалист

упоминал, в частности, что на аметисте «есть кристаллы зеленого уранита (урановой слюдки)» (Mineralogisch-geognostischer Theil..., 1837)

Не обошли вниманием онежские аметисты и включения в них выдающийся ученый-геолог, почетный член Императорской Академии Наук Дмитрий Иванович Соколов (Руководство к минералогии..., 1832) и французский минералог, создатель научной кристаллографии Рене-Жюст Гаюи (Haüy Rene-Just, 1822).

В начале XX века так называемые «кубические кварцы» с Волкострова исследовал ассистент кафедры минералогии Санкт-Петербургского университета Петр Алексеевич Борисов, будущий профессор, первый директор Института геологии Карельского филиала АН СССР (Борисов П.А., 1909). Но наиболее полное изучение аметистовой и сопутствующей минерализации островного месторождения довелось осуществить студенту естественного отделения столичного ВУЗа Владимиру Александровичу Миронову в 1909-1910 гг. В частности он отмечал в своей научной статье, что «величина кристаллов кварца крайне разнообразна. Кристаллографическими формами Волк-островские аметисты крайне бедны. Обыкновенной комбинацией является призма 1 рода (I0I0) и два основных ромбоэдра: + R (I0II) и – R (0III). Ромбоэдры большей частью развиты не в одинаковой степени, что и вызывает образование характерной для Волк-островских кварцев формы». Далее автор указывал, что краска Волк – островских кварцев крайне разнообразна – наиболее красивы прозрачные фиолетовые разности. Непрозрачные разности окрашены в черный цвет и различные оттенки красного и желтого цвета. Из включений в кварце отмечались частицы аморфного вещества и кристаллические включения гетита. В.А. Миронову удалось обнаружить совершенно уникальный образец с иглами гетита, на концах которых «сидят крошечные кубики пирита» (Миронов В.А., 1910).

Что касается поисково-разведочных работ на аметист, то они были проведены только в 1964 году работниками геологической партии «Самоцветы» СЗГУ (нач. партии В.Е. Пастухов). Удалось установить, что проявление приурочено к зоне тектонического разлома, рассекающего диабазы и шунгитоносные породы заонежской свиты людиковия. В результате горных работ были обнаружены минерализованные трещины и кварц-аметистовые прожилки мощностью 0,5-4 см СЗ простирания в коренных выходах шунгитоносных кремнисто-глинистых пород. Главная масса находок аметиста связана с обломками пород в поверхностных отложениях. Обломочный материал представлен окварцованной и частично лимонитизированной породой с кварц-аметистовыми прожилками и друзовыми полостями, выполненными кристаллами дымчатого кварца, аметиста, игольчатого гетита, реже кальцита и чешуйчатого гематита.

Несмотря на более чем двухсотлетнюю историю открытия и изучения аметистовой и сопутствующей минерализации о. Волкостров, в ней еще остались противоречивые моменты и минералогические загадки, которые в дальнейшем ждут своих пытливых исследователей. И, безусловно, вновь найденный среди огромного количества разнообразных валунов и обломков местных горных пород Волкострова розовато-сиреневый самоцвет «заонежской Эллады», пронизанный тонкими иголочками-лучами гетита, украсит любую частную или музейную коллекцию.

## Литература

- О приумножении Музеума горного корпуса // Горный журнал. ч. II, кн. 4. 1826. С. 135, 142
- Брыков И. Краткая биография Карла Ивановича Милиуса, бывшего директора Императорского С.-Петербургского Минералогического Общества // Записки Мин. Общества. ч. II, вып. 1. 1867. С. 312-315
- Severguine B. Notice sur l'oxide de fer en forme d'aiguilles qui se trouve sur les amethysts de l'isle de Kija en Onega // Nova Acta Acad. Scient. Petropolitanae, t. 13. 1827. P. 395-396
- Дэна Дж. Д и др. Система минералогии. т. 1. 1951. С. 247
- Foullon A.A. Notice sur une production minerale du Gouvernement d'Olonetz // Mem. de la Soc. des Naturalistes de Moscou. No. 3. 1812. P. 289
- Бергитрессер К. Опыт описания Олонецкой губернии. Спб, 1838. С. 135
- Mineralogisch-geognostischer Theil und historischer Bericht der Reise von G. Rose // Reise nach dem Ural, dem Altai und dem Kaspischen Meere. 1837. S. 47-48
- Руководство к минералогии с присовокуплением статистических сведений о важнейших солях и металлах, сочиненные Дмитрием Соколовым, профессором С. Петербургского университета, преподающим геогнозию и минералогию в Горном кадетском корпусе. ч. 1, 1832. С. 537
- Haüy Rene-Just. Traite de mineralogie. t. II, 1822. P. 235
- Борисов П.А. «Кубические кварцы» из Шунги и Волк-острова Олонецкой губернии //Труды Императорского С.- Петербургского Общ. Естествоиспытателей. т. 40, вып. I. 1909. С. 14-22
- Миронов В.А. Геологический очерк островов Великой губы //Труды студенческих кружков физико-математического факультета Санкт-Петербургского университета. вып. II, 1910. С. 59-86

## **ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ – ПРИРОДНЫЕ МУЗЕИ В ОБРАЗОВАТЕЛЬНОМ ПРОЦЕССЕ И ПОПУЛЯРИЗАЦИИ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ЗНАНИЙ**

Восточная Сибирь обладает огромным рекреационным потенциалом для развития познавательного, учебного, образовательного, научного туризма благодаря сочетанию уникальных минералогических (геологических, петрографических, геоморфологических) объектов (Геологические памятники Байкала, 1994). Это позволяет рассматривать объекты как естественные природные минералогические музеи, которые в силу многих причин до настоящего времени очень мало используются в образовательном процессе и популяризации минералогических знаний.

Среди геологических объектов по возможностям использования можно обозначить: естественные за пределами и в пределах особо охраняемых территорий (ООПТ) и национальных парков; имеющие те иные статусы памятников международного, республиканского, местного значений; отработанные и действующие месторождения полезных ископаемых; месторождения находящиеся в нераспределенных фондах. В своем большинстве они являются комплексными (сочетают разные отрасли знаний Наук о Земле, биологии, археологии), представляющие интерес для минералогии, геологии, петрографии, геоморфологии, учении о месторождениях полезных ископаемых.

В Восточной Сибири к уникальным геологическим (петрографическим, минералогическим) объектам относятся, объявленные в 70–90 гг. XX века Памятниками природы: Тажеранский щелочной массив (мыс Улан-Нур), выход мраморов Белая Выемка, которые являлись объектами международных (Геология Прибайкалья, 1969; Минералогия Прибайкалья, 1978; Юг Восточной Сибири, 1984; др.) и всесоюзных (Левицкий, Петрова, 1986) форумов. К этой наиболее значимой группе объектов, безусловно, должен быть отнесен и разрез горных пород шарыжалгайского комплекса, вскрытый при строительстве Кругобайкальской железной дороги (КБЖД). Она является инженерным памятником начала XX века – 40 тоннелей, 47 каменных галерей, 408 мостовых переходов, 6 виадуков, около 65 подпорных стенок и акведуков. При общей протяженности дороги 84 км, 9,5 км составляют тоннели. Геоморфологические особенности участка, проведенная срезка скальных обнажений способствовали созданию почти сплошного обнажения с высотой до 350–400 м. Породы разреза относятся к раннедокембрийскому (2.85–1.85 млрд. лет) шарыжалгайскому гранулитовому комплексу. Здесь присутствуют характерные для глубинных зон Земли гранито-гнейсовые купола, будинаж-структуры, разнообразные складки, надвиги, сдвиги, сбросы, взбросы; типичные для гранулитовых комплексов – чарнокиты, эндербиты, кинциты, а также редкие для докембрия мраморы, встречаемые в мире только здесь нефелиновые и анортитсодержащие метасоматиты. Научной общественности разрез по КБЖД известен по многочисленным экскурсиям, где с 1969 по 2018 гг. было проведено около 55 форумов, разных рангов, включая XI сессию Международной минералогической ассоциации (1978) и XXIV Международный геологический конгресс (1984). В них участвовало около 2.5 тысяч человек из 80 стран мира. Разрез горных пород шарыжалгайского комплекса по КБЖД, Белая Выемка, порт Байкал, перидотиты Крутой губы, будины мраморов в гнейсах – 110–116 км (Геологические памятники Байкала, 1994 и др.) представляют уникальный геологический объект России. Аналогичные гранулитовые образования, сочетающие в себе легкодоступность, сплошную обнаженность, культурно-историческую и научную значимость, в мире не известны.

Следующая группа уникальных геологических образований, более многочисленная и разнообразная, представлена как известными объектами, так малоизвестными и совсем не известными.

Восточная Сибирь крупнейшая в мире провинция распространения андрадитовых сиенитов – святоноситов, открытых в 1913 г. П. Есколя (Escola, 1921) во время его работы в составе Радиевой экспедиции под руководством В.И. Вернадского. Они сложены гранатом гроссуляр-андрадитового и пироксеном диопсид-геденбергитового рядов, высокожелезистым амфиболом, мезопертитовым калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, иногда нефелином. Минералы святоноситов, как и минералы карбонатитов, обогащены  $TiO_2$ , что в гранатах проявляется в высокой доле шорломита. Редкоэлементная специфика святоноситов отражает в каждом случае механизм формирования святоноситов. С одной стороны, повышенные содержания Са, и пониженные – Cr, Ni, Co, Sc, свидетельствуют об участии в их формировании корового протолита, а с другой стороны (высокие концентрации Ti, Ba, K, La, Ce, Pb, Sr, Nd, Zr) указывают на глубинный мантийный источник. Святоноситы это единственный тип пород, который наглядно в обнажениях, а не только по анализам, указывает на их становление при корово-мантийном взаимодействии. Байкальский регион является крупнейшей провинцией их развития – 17 массивов. Для посещений доступны Эскольский, Марковский, Мало-Быстринский, Тажеранский массивы.

Одной из особенностей уникальных геологических, петрографических, минералогических, геоморфологических, гидрологических объектов Восточной Сибири является то, что они могут являться еще историко-архитектурными (КБЖД), ботаническими (Белая Выемка), зоологическими (КБЖД), орнитологическими (о. Баракчин, мыс Бакланий), археологическими (КБЖД, о. Ольхон, п. Курма, п. Черноруд) и другими Памятниками природы. Все это требует комплексного подхода к каждому памятнику при планировании и проведении минералогических, геологических, познавательных, экологических и

краеведческих экскурсий. Большая часть уникальных геологических объектов Восточной Сибири, расположена в непосредственной близости к оз. Байкал, что придает региону большую привлекательность по сравнению с другими в проведении как научных исследований, так в геотуризме, по разным тематикам для всех категорий посетителей в любое, особенно зимнее время года, когда есть возможность подойти к обнажениям по прозрачному льду Байкала.

Для осуществления рационального природопользования, успешного использования геологических объектов Восточной Сибири в разных сферах образовательной деятельности, повышения эффективности туристического потенциала территорий необходима инвентаризация всех объектов, разработка единой информационной базы данных. В ней предполагается для каждого обосновать сферы использования и проведения специализированных научных исследований, образовательных экскурсий разного уровня по геологическим (геология, минералогия, петрография) и другим (орнитология, зоология, ботаника, археология, экология) наукам. Это позволит привлечь более широкую аудиторию. База будет использована для создания научных основ познавательного и учебного туризма (полигонов практики студентов); отработки методик геологических исследований, включая геологическое и геохимическое картирование, обоснованию легенд к геологическим картам нового поколения с осуществлением одновременно мероприятиями по сохранению уникальных объектов.

Необходимо разработать методологию сохранения и использования уникальных природных объектов для природоохранных структур, прежде всего национальных парков, заповедников, ООПТ. Нужно вводить различные режимы охраны объектов с учетом индивидуального подхода к каждому. На обнажениях контролировать сбор образцов, посещения, запрет уничтожения естественных обнажений. Строительства и обустройства постоянных и временных сооружений, лагерей, исключить деятельности по добыче гравия, щебня, снятия коренных пород, срезки почвенного слоя, копания канав, шурфов, промывки шлихов. Должна быть создана основа для проведения конкретных природоохранных мероприятий, проведения международных научных минералогических, геологических, петрологических исследований, экскурсий, экспедиций. Подготовка по территориям маршрутов и программ обустройство троп, площадок для наблюдения, высокой научной и практической значимости, должна проводиться без существенного урона природе.

Для практического воплощения существующих идей ИГХ СО РАН предложены и проводятся программы по научно-просветительской деятельности по направлениям (геология, минералогия, петрография, геоморфология, спелеология и др.) для разных категорий посетителей (научной, учебной, познавательной) с размещением материалов в интернете и соцсетях, для различной возрастной аудитории. Использование геологических объектов, в качестве естественных природных музеев Восточной Сибири, является чрезвычайно благоприятным для осуществления образовательных процессов для участников любого уровня от школьников младших классов, до ученых с мировым именем.

### Литература

Геологические Памятники Байкала (Отв. редактор М.И. Грудинин). Новосибирск: Наука, 1993. 160 с.

Геология Прибайкалья (Путеводитель геологической экскурсии XII сессии АЗОПРО). Иркутск: Изд. Ин-та земной коры АН СССР, 1969. 151 с.

*Левицкий В.И., Петрова З.И.* Минеральные ассоциации Белой Выемки // Минералогия Прибайкалья (Путеводитель экскурсий XI Съезда ММА). Иркутск: ИЗК АН СССР, 1978. С. 52–66.

*Левицкий В.И., Петрова З.И.* Метасоматические породы Белой Выемки // Путеводитель Байкальской экскурсии, Прибайкалье (VII Всесоюзное петрографическое совещание). Иркутск: ИЗК СО РАН. 1986. С. 15–23.

Минералогия Восточной Сибири на пороге XXI века (новые и редкие минералы). М.: Интернет Инжиниринг, 2001. 240 с.

Юг Восточной Сибири // Сводный путеводитель экскурсий 037, 038, 039, 040. 27 МГК. Наука: Москва, 1984. 168 с.

---

---

*Ольховая Е.А., Мавродина Н.М.*

*Государственный Эрмитаж, Санкт-Петербург, Россия*

### ЦВЕТНОЙ КАМЕНЬ В ДЕКОРАТИВНОМ УБРАНСТВЕ ЭРМИТАЖА – УНИКАЛЬНАЯ МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ КОЛЛЕКЦИЯ

Государственный Эрмитаж всемирно известен как музей истории культуры и искусства. Это не только мировое собрание выдающихся произведений живописи, скульптуры и прикладного искусства, но и мировая сокровищница камня. В залах Эрмитажа располагается замечательная коллекция художественных

изделий и архитектурных украшений из цветных камней преимущественно российских месторождений. Большинство этих произведений камнерезного искусства было выполнено из отечественного камня русскими мастерами. В их создание вложены труд и талант нескольких поколений рудознатцев, добытчиков, художников, архитекторов, мастеров-камнерезов, мозаичистов. В залах музея можно видеть также произведения камнерезного искусства зарубежных, прежде всего итальянских мастеров.

В XVIII–XIX вв. в России на Урале и Алтае было открыто много месторождений цветного камня. Для обработки разнообразных каменных даров природы в Петергофе близ Санкт-Петербурга, в Екатеринбурге на Урале и в Кольвани на Алтае были созданы три центра русской художественной промышленности, три единственных в мире государственных предприятия, призванных выявлять красоту цветного камня. Главным назначением этих фабрик являлось изготовление художественных украшений для столичных дворцов и музеев. Их деятельность составила целую эпоху в истории искусства обработки цветного камня. Художественная обработка камня в России является одной из самобытных и ярких страниц декоративно-прикладного искусства.

Собрание произведений искусства из цветного камня в Эрмитаже это по праву уникальная минералогическая коллекция, в которой представлены такие минералы как малахит, лазурит, кварц, а также и декоративные горные породы – орлец, яшмы, брекчии, кварциты, итальянские и карельские мраморы, карельские граниты. Шлифованные, полированные и граненые камни в изделиях являются отличными «препаратами» для изучения свойств и процессов образования минералов.

Малахит, яшма, орлец и лазурит являются гордостью и символом каменных богатств России. Первое место среди цветных камней бесспорно занимает малахит. Знакомство с этим минералом можно начать в Малахитовом зале Зимнего дворца, который был создан А.П.Брюлловым после пожара 1837 года как гостиная супруги императора Николая I Александры Федоровны (зал № 189). Это единственный сохранившийся интерьер жилых покоев, оформленных малахитом. Колонны, пилястры, камин, вазы и другие изделия выполнены в технике русской мозаики из малахита Меднорудянского месторождения на Урале. На их полированной поверхности можно изучать и разновидности малахита (бирюзовый, корпусной, плюсовый), и типы набора пластинок («ленточный» или «струистый», «мятый бархат», радиальный или «глазками», симметричный узор на две или четыре стороны), и особенности генезиса этого минерала. Изделия из малахита украшают также Георгиевский зал, верхнюю площадку Советской лестницы, Большой и Малый Итальянские просветы и другие залы музея.

Особое место в коллекции музея занимают художественные изделия из рисунчатых яшм Урала и Алтая. Они украшают многие залы музея, но, пожалуй, все разнообразие яшм можно видеть в Новом Эрмитаже. Это стальная-серая калканская, ленточные кошкульдинская и ямская, палевая с черными дендритами аушкульская, пестроцветная орская, пятнистая уразовская («мясной агат») из месторождений Урала, и знаменитая зелено-волнистая ревневская яшма Алтая.

При оценке художественных достоинств яшмы наиболее важную роль играет цвет и живописность рисунка. Нет другого поделочного камня, который был бы более разнообразен по окраске. Богатая цветовая гамма делает яшму незаменимым компонентом большинства художественных камнерезных изделий и мозаик. Хорошая блочность позволяет применять яшму для изготовления крупных монолитных изделий – ваз, колонн, чаш.

Яшма – вулканогенно-осадочная впоследствии метаморфизованная непрозрачная кремнистая горная порода, сложенная криптокристаллическим кварцем, в том числе халцедоном и опалом, с минеральными примесями, определяющими ее декоративность. Наиболее распространенные хромофоры, придающие яшмам окраску – оксиды железа и марганца. В зависимости от степени их окисления у породы появляются различные оттенки красного, желтого, коричневого и зеленого цветов. Оксиды марганца проявляются и в виде черных декоративных дендритов. Также на окраску влияют примеси: при наличии гематита преобладают красноватые тона, гетита – бурые и желтые, пумпеллита и селадонита – зеленые, щелочных амфиболов – синие. На окраску яшмы влияют и примеси таких минералов, как актинолит, везувиан, гранаты эпидот.

Прекрасной полировкой поверхности изделия уральские камнерезы старались подчеркнуть редкую красоту камня, его рисунок (вазы из орской, кошкульдинской, ямской, аушкульской, уразовской яшмы). А вот стально-серый, однотонный фон поверхности изделий из яшмы калканской мастера украшали изящной резьбой. Обязательно нужно увидеть в музее «Большую чашу Калканской яшмы на ножке, украшенной кругом в виде винограда», которая в 1867 году была «позаимствована из Эрмитажа на Всемирную выставку в Париж» (в настоящее время чаша украшает зал № 256).

И еще на одно произведение русского камнерезного искусства нужно непременно обратить внимание. Этой вазе, намного превосходящей по своим уникальным габаритам все известные подобные декоративные изделия и обладающей высочайшими художественными достоинствами, недаром присвоен титул «Царица ваз». Она выполнена из зелено-волнистой ревневской яшмы на Кольванской шлифовальной фабрике на Алтае, поэтому музейное ее наименование – «Кольванская ваза». Она украшает особенный зал Нового Эрмитажа, который так и называется – Зал Кольванской вазы (зал № 128). Ваза представляет собой пятиметровую овальную монолитную чашу на трехчастной ножке и овальном профилированном плинте, покоящуюся на массивном гладком кубическом постаменте. Общая высота ее превышает 2,5 метра. Рисунок камня представляет собой набор параллельных друг другу прямолинейных полос разных цветов –

серовато-зеленого, черно-зеленого, белого. Бесцветные полосы сложены мелкозернистой массой полевых шпатов – альбита и микроклина, а в цветных полосах к ним примешиваются железосодержащие силикаты – диопсид, эпидот, цоизит и др. Именно они являются теми пигментами, которые придают полевошпатовой массе зеленый цвет разных оттенков и густоты. На полированной поверхности чашечки вазы можно прочитать геологическую историю ревневской яшмы. Эту знаменитую зелено-волнистую яшму можно видеть в колоннах и вазах в других залах Эрмитажа.

Можно много интересного рассказать о минералогических особенностях цветного камня, представленного в изделиях камнерезного искусства в Эрмитаже – бадахшанского и байкальского лазурита, уральского орлеца, декоративных брекчий, порфира, мраморов. Остановимся на особом жанре художественных изделий из камня – многочисленных каменных столешницах, которые представляют собой своеобразные минералогические коллекции. В одной столешнице можно увидеть все перечисленные выше цветные камни и много других. Наряду с образцами русской работы в музее много изделий западноевропейских мастеров, особенно итальянских. Есть столешницы монолитные из мрамора, порфира, брекчий. Есть набранные по способу русской и флорентийской мозаики, где красота природного камня подчеркнута искусным набором художника. Есть столешницы с геометрическим набором пластинок в виде прямоугольников, шестиугольников, квадратов, овалов из порфира, кварцита, разноцветных яшм, амазонита, аметистового кварца, рисунчатых халцедонов. Но одна уникальная столешница английской работы второй половины XIX века особенно привлекает внимание. Она находится на площадке 2-ого этажа Парадной лестницы Нового Эрмитажа. Столешница круглая с набором вставок из цветных камней (яшмы, кварц, аметист, коричнево-золотистый авантюрин, агаты, лазурит, лабрадор, порфир, мраморы, окаменелые кораллы и др.), которым придана форма разрезанных гольшей разной величины (количество фрагментов около 670). Геологи называют ее «конгломератовой» столешницей, и она действительно представляет собой замечательную минералогическую коллекцию.

Коллекция цветного камня Эрмитажа по масштабу, многообразию форм и разновидностям камня считается лучшей среди подобных собраний других музеев мира. Восхищаясь произведениями из цветного камня мастеров-камнерезов, мозаичистов, нужно помнить, что цветной камень это прежде всего минералы и горные породы – свидетели геологической истории Земли.

### Литература

*Абакумова Н.Б., Григорьев Д.П., Давыдов Е.В. и др.* Цветные камни, минералы и руды в музеях Ленинграда. Л., Наука, 1982 г., 84с.

*Буканов В.В.* Цветные камни Энциклопедия. – СПб, 2008г. 415с.

*Булах А.Г.* Казанский собор в Петербурге (1801-2012): Каменный декор и его реставрация. – СПб.: Нестор-История, 2012.-96с., ил.

*Мавродина Н.М.* Императорские камнерезные фабрики и их произведения в Эрмитаже. – «Горный журнал», «Цветные металлы», «Черные металлы». 2004. Специальный выпуск. С. 22-29.

*Мавродина Н.М.* Искусство русских камнерезов XVIII–XIX веков. Каталог коллекции. – СПб.: Изд-во Гос. Эрмитажа, 2007г., 560 с.: ил.

*Мавродина Н.М.* Колыванская ваза. – СПб.: Изд-во Гос. Эрмитажа, 2017. –28с.: ил. – (Шедевры Эрмитажа).

*Макаров В.К.* Цветной камень в Эрмитаже. – Л.-д.: Изд-во Гос. Эрмитажа, 1938. – 124 с.

**Пактовский Ю.Г.**

*Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия,  
urijpaktovskij65@gmail.com*

### ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЛЕКЦИЙ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ ПЕРМСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

Осенью 2016 г., к 100-летию Пермского университета, после реконструкции возобновил работу Минералогический музей кафедры минералогии и петрографии. Музей основан в 1916 г. при кабинете минералогии, первым заведующим минералогическим музеем стал приват-доцент Петербургского университета А.А. Полканов, (будущий лауреат и академик), командированный в Пермь. Поначалу основу музейного фонда составили личные коллекции профессоров и преподавателей университета, сборы сотрудников минералогического кабинета, а также довольно любопытные приобретения у частных лиц и Уральского общества любителей естествознания (Ибламинов и др., 2016). В то время в музей попали такие экспонаты, как осколки Оханского метеорита, взорвавшегося в атмосфере среди бела дня в 1887 г. так, что грохот был слышен в Перми; пепел извержения Везувия 1906 года; монета с изображением Витторио

Эммануила II, первого короля объединенной Италии, вдавленная в качестве сувенира в лаву того же Везувия и многие другие. Наиболее крупными являлись коллекции старшего ассистента кафедры минералогии геолога М.А. Павлова (1917 г.); Л.И. Крыжановского, известного минералога и коллекционера (1919); А.К. Денисова-Уральского, знаменитого в начале XX века камнереза и живописца, собирателя и ценителя уральского самоцветного камня (1918) (Созыкина, 1983).

В последующие годы сотрудниками кафедры минералогии были организованы экспедиции в окрестности г. Алапаевска (1922), в Ильменские горы (1930), на Монетную дачу и по Среднему Уралу (1932), по месторождениям в окрестностях Нижнего Тагила (1940) с целью пополнения коллекционного фонда музея. В 1932 г. ассистентом Л.И. Котовой под руководством заведующего кафедрой В.К. Воскресенского проведена инвентаризация экспонатов с их кратким описанием, упорядочена экспозиция минералогического кабинета, что оказалось весьма кстати в связи с проведением в Перми экскурсии участников Международного геологического конгресса (МГК-17) в 1937 г. На отпущенные правительством средства было проведено благоустройство и расширение музея, закуплены новые витрины, две из которых, изготовленные из дуба, сохранились до настоящего времени; они отреставрированы в 2016 г. и сами по себе являются историческими экспонатами. Во время МГК-17 в музее был заведен постоянный Журнал посещения, на первой странице которого отметились А.К. Миллер и Л.Г. Джоунс (США), С. Чу и Г.К. Хуан (Китай), К.С. Фокс (Индия), И.И. Горский (г. Ленинград), Т.А. Мазур (г. Пермь) и др. Журналы посещений очень быстро трансформировались в книги отзывов, из чего можно сделать вывод, что экспозиция минералогического музея неизменно вызывала большой интерес у посетителей. В настоящее время заведена 9-ая по счету книга, так что пора подумывать об отдельной экспозиции, посвященной истории музея. К 1942 г. в фондах музея насчитывалось 4162 уч. ед. хранения, и их количество постоянно увеличивалось.

В послевоенный период экспедиционная деятельность сотрудников кафедры включала интересные в минералогическом отношении районы Пермского Приуралья: гору Саранная (1948), хр. Басеги (1952), окрестности Бисерского (1949) и Пашийского (1951) железных заводов, известных еще с XVIII в., яшмовую гору Полковник (1978), Гайское, Сибайское, Учалинское сульфидные месторождения (1979), месторождения Казахстана (1981). Тогда же основной коллекцией музея стала систематическая, составленная в соответствии с кристаллохимической классификацией минералов. Системный принцип положен и в основу полностью обновленной в 2016 г. экспозиции музея в новом корпусе геологического факультета университета. Кроме того, с целью популяризации геологических знаний, минералогии, геохимии, петрографии и литологии сохранена и продолжена традиция тематических выставок, демонстрирующих процессы минералообразования, полезные ископаемые Пермского края и камнерезные изделия как исторические, так и современные. К концу 1981 г. в основном фонде музея насчитывалось 6090 уч. ед. и 12070 образцов, представляющих около 460 минеральных видов и разновидностей. Приказом №514 от 11 июня 1973 г. Пермский Минералогический музей награжден Почетной грамотой Министерства высшего и среднего специального образования (Созыкина, 1983).

Отдельной благодарности заслуживают преподаватели и выпускники геологического факультета, а также все бескорыстные энтузиасты камня, дары которых значительно пополнили коллекционный фонд музея. В этой связи нельзя не вспомнить Ф.А. Курбацкую, подарившую музею образцы кимберлитов якутских алмазоносных трубок и пиропы трубки «Мир», переданные из личной коллекции Н.Н. Сарсадских. Или краеведа Д.В. Коваля, доставившего в музей впечатляющие стволы окаменевших деревьев пермского периода. Особенно много образцов передали в музей выпускники факультета: В.Н. Колесников (минералы месторождения Тетюхе); В.М. Васильев (Горбуновское и Сарановское месторождения); Расторгуев В.А. (минералы Хибин); А.Г. Десятков (агаты Тимана и кимберлиты Архангельска); И.И. Чайковский (минералы Кольского п-ва, Чукотки, Молдавии, Урала); А.Н. Безукладников (огранка и синтетические минералы) и многие, многие другие. Так, благодаря выпускнику геологического факультета Пермского университета В.Я. Колясникову в музее появился фрагмент железного Омолонского метеорита. Этот факт тем более знаменателен, что основатель метеоритики и автор первой научной монографии о железных метеоритах «Палласиты», выдающийся ученый П.Н. Чирвинский в течение десятилетия (1943-1953) преподавал на кафедре петрографии в Пермском университете (Ибламинов и др., 2016), составил ряд минералогических коллекций, в том числе коллекцию радиоактивных минералов, и передал их музею. Приятно отметить, что открытый коллегами из СПбГУ и Кольского НЦ РАН новый минерал назван в честь этого ученого – чирвинскиитом, и образец минерала преподнесен в дар музею в 2018 г. на ежегодной конференции, посвященной памяти П.Н. Чирвинского (Паникоровский и др., 2018). Нельзя не вспомнить также И.В. Пекова, подарившему музею уникальную коллекцию из 15 диагностированных им минералов во время посещения музея в 2017 г. Эти минералы вместе с собственноручно написанными к ним этикетками теперь демонстрируются студентам и посетителям, как пример современной научной работы минералога. И что интересно, рассказ об этом всегда выслушивается с огромным вниманием, так что на образцах как бы даже остаются следы взглядов, исполненных глубочайшей задумчивости и почтения.

Плодотворные результаты дает также работа специалистов, занимающихся историей камнерезного искусства на Урале. В 2004 г. завершено крупное искусствоведческое исследование творчества А.К. Денисова-Уральского, составлено описание его работ, в том числе и находящихся в пермских музеях (Будрина, 2014). Так что сохранение наследия уральского мастера остается одной из задач минералогического музея. Наряду с историческими артефактами весьма популярна у посетителей выставка



современных изделий из яшмы, нефрита, чароита, селенита, мраморного оникса, гипса, начало которой положили приобретения З.А. Созыкиной (зав. музеем в 1965-1995 гг.). Необходимо с благодарностью отметить ее огромный вклад в преумножение богатств и сохранение тематического разнообразия музея. Е.В. Чайковской (зав. музеем в 1995-2009 гг.) и научному консультанту музея И.И. Чайковскому выпала неимоверно сложная задача по переводу музея в новый корпус геологического факультета со всеми коллекциями, витринами и прочим имуществом. Несколько лет заняла только тщательная упаковка образцов для последующей транспортировки. Т.М. Рыбальченко (зав. музеем в 2009-2015 гг.) заново провела инвентаризацию изделий и заготовок изделий А.К. Денисова-Уральского с минералогической их диагностикой. Несмотря на то, что в новом корпусе площадь музея увеличилась вдвое, помещения уже требовали ремонта по причине затянувшегося долготроя самого здания. Только благодаря энергичному руководству декана геологического факультета С.М. Блинова в короткие сроки удалось отремонтировать помещения и отреставрировать обветшавшие витрины. Надо заметить, что полная реконструкция музея не завершена до сих пор, однако это уже не мешает планомерной работе по совершенствованию экспозиций, проведению экскурсий и учебных занятий в стенах музея.

В настоящее время минералогический музей занимает два зала общей площадью 400 м<sup>2</sup>. Один, больший зал, отведен под систематическую коллекцию минералов и горных пород, где отдельное место занимает тематическая экспозиция, посвященная минеральным богатствам Пермского края; другой, меньший зал, посвящен истории кафедры минералогии, камнерезному искусству и уникальным природным образованиям. Музей кафедры минералогии и петрографии является наиболее полным в Пермском крае собранием минералов, пород и руд со всего мира, включая горные породы Антарктиды и железо-марганцевые конкреции со дна Атлантического и Тихого океанов (дар А.Ю. Бякова). Тем не менее, путеводителя по минералогическому музею не существует, альбомов издано только два. Первый, вышедший в виде календаря на 2003 г. в серии «Музеи Пермского государственного университета», подготовлен И.И. Чайковским (2002) и сохранился, возможно, в количестве нескольких экземпляров. Второй альбом издан в юбилейный для Пермского университета год и посвящен всем трем музеям геологического факультета (Сокровищница Alma Mater, 2016). Издание альбома тиражом 1000 экз. стало возможным благодаря спонсорской помощи, своевременно изысканной К.А. Пуниной, директором управления общественных связей университета.

Нельзя забывать, что самоосознание науки начинается с ее истории. Геологические музеи являются хранителями истории науки, овеянной в их экспозициях. Благодаря им в памяти общества сохраняются предмет и парадигма исследования геологических наук.

### Литература

*Будрина Л.А.* Аллегорическая карта: первая мировая война в камнерезных работах А.К. Денисова-Уральского // Уральский исторический вестник. №1(42), 2014. С. 82–88.

*Ибламинов Р.Г., Илалтдинов И.Я., Курбацкая Ф.А., Осовецкий Б.М.* Кафедра минералогии и петрографии Пермского университета. Пермь, 2016. 232 с.

*Паникоровский Т.Л., Яковенчук В.Н., Золотарев А.А., Селиванова Е.А., Михайлова Ю.А., Бочаров В.Н., Кривовичев С.В., Иванюк Г.Ю.* Чирвинский // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. научн. ст. / отв. ред. И.И. Чайковский; Перм. гос. нац. исслед. ун-т; Горный ин-т УрО РАН. Пермь, 2018. Вып. 21. С. 3–9.

*Созыкина З.А.* Минералогический музей кафедры минералогии и петрографии Пермского университета // Геология и петрография Западного Урала. Пермь, 1983. С. 11–17.

Сокровищница Alma Mater. Фотоальбом. ПГНИУ. Управление общественных связей. Пермь, 2016. 68 с.

*Чайковский И.И.* Минералогический музей. Уральские самоцветы / Музеи Пермского государственного университета. Гл. ред. А. Стабровский. Полинапресс. Пермь, 2002. 26 с.

---

---

*Печенкин И.Г.*

*Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья,  
Москва, Россия, pechenkin@vims-geo.ru*

### ИСТОРИЯ СОЗДАНИЯ ОТЕЧЕСТВЕННЫХ СИНТЕТИЧЕСКИХ РУБИНОВ И САПФИРОВ

Более столетия выдающиеся естествоиспытатели Европы решали задачу создания искусственных рубинов и сапфиров. Впервые о синтетических рубинах мир заговорил на Всемирной выставке в Париже (1900), где их демонстрировал Марк Паккье, ассистент Огюста Вернейля (Auguste Victor Louis Verneuil). В 1904 г. Вернейль публикует статью «Получение искусственных рубинов способом сплавления» и объявляет, что

ему удалось изготовить высококачественные рубины, тождественные подлинным, а также раз работать рецептуры окраски рубина и сапфира. Предприниматели стремительно организуют их промышленное производство. Началась эра синтетических минералов. В 1913 г. годовой объем производства искусственного сапфира достиг 6 млн. карат (1200 кг), а рубина – 10 млн. карат (2000 кг) (Элуэлл, 1986).

Советским ученым – создателям отечественного производства искусственного рубина, пришлось экспериментальным путем решать многочисленные технологические задачи и создавать собственную аппаратуру. Сведения о производстве были секретом зарубежных фирм, а имеющиеся публикации не содержали описания подробностей процесса получения кондиционных образцов. В нашей стране выращиванием рубина первым занялся Василий Васильевич Ильин, работавший до 1914 г. в Париже в лаборатории Огюста Вернейля. Еще в 1924 г. им с другими специалистами (А.Т. Федоров, К.С. Кнапский) было получено первое советское авторское свидетельство на опытный аппарат для синтеза рубина. В ноябре 1928 г. в Государственном АО «Силикат-искусство» треста «Русские самоцветы» при Московском отделении Академии художеств создается технологическая лаборатория по выращиванию синтетических камней, где под руководством В.В. Ильина (1928–1930) работы выполняли его ученики – А.А. Гумилевский (руководитель в 1930–1932), В.И. Егоров и С.К. Попов. Ими были выращены кристаллы до 60 карат (Литвинов, 1970).

В начале 1930-х гг. заложены основы отечественного промышленного производства часов, приборов для авиации, морского флота и др. Резко возрастает потребность в искусственном рубине для изготовления точных технических камней: подшипников скольжения, подпятников, опор и т. п. Петергофский гранильный завод осваивает обработку нового для него сырья, получаемого из московской лаборатории. В 1932 г. только для первого часового завода закуплено в Швейцарии камней на 30 000 золотых руб. По планам второй пятилетки (1933–1937) проектировалось строительство еще 2-х часовых заводов и ряда заводов точного приборостроения. Стоимость экспорта камней в 1935–1937 гг. могла возрасти до 150 000 золотых руб. В связи с этим потребность создать отечественное промышленное производство синтетических рубинов и сапфиров становится одной из важнейших задач.

Необходимость повышения качества искусственного корунда, размеров выращиваемых Буль обусловило привлечение к решению этой проблемы научно-исследовательских институтов. Московская лаборатория перебазировалась в Физико-химический институт спецзаданий. Здесь в 1932–1935 гг. была выполнена работа «Получение синтетического корунда» (ответственный – А.А. Гумилевский, исполнители – В.И. Егоров, С.К. Попов) (Егоров, 1935). Параллельно (с 1932) проводит исследования Лаборатория кристаллографии А.В. Шубникова в Институте геологии и минералогии (ГеоМин). Здесь выдающийся изобретатель – Савелий Керопович Попов основал Лабораторию синтеза минералов (1934), где в течение 14 лет создавал свои конструкции аппаратов для синтеза корунда. Полученные в лабораторных условиях результаты позволили организовать в 1935 г. первое, еще не совершенное, промышленное производство кристаллов на Угрешском Московском химзаводе № 93 Главоргхимпрома, обладающим необходимыми для газовых горелок водородом и кислородом в виде отходов производства (Гумилевский, 1948). Однако это не решало проблему нехватки сырья. Нужна была кардинальная реорганизация исследований с разработкой научных основ технологии процесса и последующим проектированием опытно-промышленной установки для получения благородного искусственного корунда (рубин, сапфир) взамен импортного.

В 1935 г. научное руководство работами по созданию синтетического корунда Отдел горной и металлургической промышленности Госплана СССР (Лауэр Г.Б.) поручает Всесоюзному научно-исследовательскому институту минерального сырья (ВИМС), возглавляемому профессором Н.М. Федоровским. В институте имелся опыт по выращиванию монокристаллов корунда. Еще в 1921–1933 гг. С.Ф. Глинка проводил первые опыты по получению синтетических минералов, начав их в «Lithogaea» и Институте прикладной минералогии (позже ВИМС). В ВИМСе создается лаборатория экспериментальной минералогии. Возглавил ее Федор Васильевич Сыромятников – один из основоположников экспериментальной минералогии в СССР, создатель техники и методов для физико-химического анализа и синтеза минералов, известный ученый в области геологии нерудных полезных ископаемых и теории рудообразования. В лаборатории решались следующие первоочередные проблемы: теоретическое изучение режима кристаллизации, способы изготовления опорных приспособлений для начального роста кристаллов, практическая разработка режима кристаллизации, установление соотношения между объемом пудры окиси алюминия и качеством выращиваемых кристаллов, возможность обжига пудры вне лаборатории – в заводских условиях, различия при процессе получения прозрачных лейкосапфиров и рубинов и др. (ВИМС ..., 1993).

Председатель Госплана СССР В.И. Межлаук рекомендовал быстрее перейти от изучения теоретических основ создания синтетических минералов к разработке оригинального оборудования для их выращивания и внедрения в производство. Выпуск синтетического корунда, по предложению Ф.В. Сыромятникова, было решено организовать на Чернореченском химическом заводе, который располагал необходимыми ресурсами. Коллектив Проектного бюро ВИМСа под руководством Я.А. Абрамова подготовил в 1936 г. проект опытной установки по выращиванию кристаллов с разработкой технологической схемы производства. Диковский В.О. разработал методику получения окиси алюминия непрерывным потоком для выращивания буль. Лямина А.Н. определила модификации окиси алюминия, пригодные для синтеза корундов, создала методику структурного анализа качества сырья, провела их

изучение с применением рентгеноструктурного анализа. В лаборатории Койфмана М.И. изучалась твердость рубинов, лейкосапфиров и их механические свойства, а отходы при выращивании монокристаллов (III сорт, основные конуса и др.) использовались для полировальных и абразивных целей. Предварительные расчеты, осуществленные в проекте, показали, что в 1936–1937 гг. при выпуске 70 млн. шт. часов, потребуется 5600 кг рубина при получении I сорта 5 % или 1867 кг при получении I сорта 15 %. За смену предполагалось производить 100 карат на одной горелке. Планировалось запустить 20 горелок на первом этапе и 100 при выходе завода на полную мощность (Сыромятников, 1974).

Большим научным достижением ВИМСа явилась разработка технологии процесса получения искусственного корунда (руководитель проф. Ф.В. Сыромятников) и проектирование первой в СССР опытно-промышленной установки для получения искусственного благородного корунда (рубин, сапфир) взамен импортного. Под руководством ВИМСа монтаж установки на Чернореченском химическом заводе был завершён в декабре 1937 г., а первые горелки зажжены в январе 1938 г. К 1 мая этого же года пуск установки первой очереди (20 горелок) осуществлен на полную мощность. Из полуфабриката (пудры) получены кристаллы корунда рекордной величины – 207–250 карат. Современники вспоминали: «... Было в облике Сыромятникова нечто от сказочника Андерсена. Особенно заметно становилось это, когда он принимался рассказывать об истории и свойствах корунда. Как бы в виде иллюстрации профессор показывал будущим создателям корунда и рубин, и сапфир, и топаз, и александрит, уверяя с таинственной улыбкой мага, что все они получены искусственно, и что такие замечательные люди на этих вот горелках – он кивал на аппараты, у которых хлопотал мастер Ильин, – научатся создавать еще и не такие чудо-камни ...» (Чернореченский ..., 1965).

В связи с успешным завершением задания Совета труда и обороны (постановление от 17.11.1935) о получении искусственного корунда, послужившего материалом для изготовления кремлевских звезд, в приказе ГГУНКТП от 26.06.1938 № 279 были отмечены: Ф.В. Сыромятников (руководитель), В.В. Ильин, В.О. Диковский (инженер), В.Л. Миттрих, С.П. Добровольский (электромеханик), М.В. Федоров (механик). Путь от научно-исследовательских работ до промышленного производства отечественных синтетических корундов был пройден всего за десять лет. Это позволило накануне Великой отечественной войны наладить выпуск точной аппаратуры для оборонной промышленности с подпятниками из отечественного рубина и лейкосапфира, полностью отказавшись от экспорта этих материалов (Органы ..., 1990).

Накопленный опыт был использован при проектировании в 1936–1938 промышленных цехов для производства синтетических рубинов на Чирчикском азотно-туковом комбинате (руководитель А.А. Гумилевский). Работа была прервана с началом войны и возобновлена с 1946 г. Позднее А.А. Гумилевский работал в Угличском филиале научно-исследовательского института часовой промышленности, где продолжил исследования по созданию искусственных рубинов (Гумилевский, 1948).

В 1945 г. восстановили и значительно расширили прерванное войной производство кристаллов и на Чернореченском химическом заводе. В 1950 г. за создание аппаратуры и технологии производства рубинов Шубникову А.В., Попову С.К., Святухину В.В. и Рукавишникову А.И. была присуждена Сталинская премия третьей степени.

## Литература

- ВИМС–LXXV* / Гл. ред. А.Н. Еремеев. М.: Недра, 1993. 334 с.
- Гумилевский А.А.* К 20-летию организации производства драгоценных искусственных камней (корунда) в СССР. Информ. бюл. М.: НИИЧаспром, 1948. № 3 (16).
- Егоров В.И.* Синтетические рубины и сапфиры // Минеральное сырье. 1935. № 6. С. 21–26.
- Литвинов Л.А.* Производство монокристаллов корунда в СССР – 50 лет / Монокристаллы и сцинтилляторы, их получение и свойства. Харьков: ВНИИ монокристаллов, 1970. С. 142–147.
- Органы* управления отраслью «Геология и разведка недр» от Геолкома до Министерства геологии СССР / Мин-во геол. Л.: Недра, 1990. 687 с.
- Сыромятников Ф.В.* Очерк по истории организации первого в СССР производства искусственных рубинов на основе работ ВИМСа в области экспериментальной минералогии. М., 1974. 32 с. Архив ВИМСа.
- Чернореченский химический...* (50 лет) [1915–1965: сборник статей] / Сост.: Н.М. Серяков, Н.А. Липатов. Горький: Волго-Вятское книжное издательство, 1965. 311 с.
- Элуэлл Д.* Искусственные драгоценные камни: Пер. с англ. / Предисл. И.Я. Некрасова. 2-е изд. М.: Мир, 1986. 160 с.

## ВКЛАД УРАЛА В МИНЕРАЛЬНОЕ МНОГООБРАЗИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

На начало XXI века в земной коре достоверно установлено более 5000 минералов, которые утверждены Комиссией по новым минералам и их названиям (КНМ) Международной минералогической ассоциации (ММА) (Николаев, 2000; Кривовичев, 2008).

Урал относится к числу уникальных геологических образований Земли. Длительность и сложность его геологического развития явились причиной того, что по своему минеральному разнообразию Урал занимает одно из первых мест среди крупных геологических образований земной коры. На сравнительно небольшой площади Урала известно более 1100 минеральных видов и их разновидностей (Кобяшев и др., 2007; Маликов и др., 2010).

Первый на Урале, он же первый русский, минерал открыт в 1766 году и был И. Г. Леманом первоначально назван новой красной свинцовой рудой. В 1832 году П. Бертье переименовал его в крокоиз, а в крокоит его переделал И. Ф. Брейтгаупт в 1841 году. С этого времени этот минерал имеет всем известное имя – крокоит. Первые сведения об этом минерале содержатся в сочинении М. В. Ломоносова в 1763 году: «Красная свинцовая руда имеет фигуру брусчатую и слоеватую и серебра в себе не содержит». Месторождение он не указывает. Смерть прервала и скрыла то, что он мог нам дать своевременным изданием «Минералогия России» (Вернадский, 1911). На крокоит обратил внимание ученых в 1766 году академик И. Г. Леман. Леман спешил с публикацией своей работы, «чтобы не лишиться пальмы первенства Русскую Академию», потому что много материала ушло за границу, и к открытию нового минерала стремились многие иностранные ученые. Луи Никола Вокелен детально исследовал образцы красной свинцовой руды и получил из крокоита доселе неизвестный металл, который назвал хромом. Парижская Академия наук в 1797 году засвидетельствовала открытие элемента хрома (Авдонин и др., 2004).

Еще одним из редких минералов Урала с интересной историей является самарскит, найденный П. Евреиновым, майором корпуса горных инженеров, в Ильменских горах в начале XIX века который описан в 1842 году Густавом Розе как уранотанталит. Химический состав минерала изучался его братом Генрихом Розе, от которого и получил название в честь начальника штаба корпуса горных инженеров, полковника В. Е. Самарского-Быховца. Уникальность самарскита в том, что в нем было обнаружено три новых элемента: в 1879 году самарий – П. Э. Лекок де Буабодраном, в 1880 году гадолиний – Ж. Ш. Г. Мариньяком и в 1901 году европий – Э. А. Демерсе.

Всего в уральских минералах открыто пять элементов. В 1844 году профессором Казанского университета К. К. Клаусом в платиновой руде был обнаружен рутений, названный так в честь России (Авдонин и др., 2004).

С 1766 по 2017 гг. на Урале открыто более 120 новых минеральных вида, но к настоящему времени комиссией по новым минералам и их названиям (КНМ) Международной минералогической ассоциации (ММА) утверждены 112 минералов (Авдонин и др., 2007; Кобяшев и др., 2007). Ниже приводится перечень минералов, впервые установленных на Урале. Особенно интересными открытиями был богат XIX в. – время триумфа уральской минералогии. Знаменитые исследователи Р. Герман, А. Я. Купфер, Н. И. Кокшаров, Г. Розе, А. Б. Кеммерер, А. Ф. Фольборт, Г. И. Гесс и др. открыли тогда 27 новых минералов: хромит, ильменит, ильменорутит, фенакит, уваровит, канкринит, а также прекраснейшие разновидности минералов: александрит, демантоид, кеммерерит, кочубейт, пушкинит...

В XX в. уральская природа дала науке 75 новых минеральных видов. Значительная их часть была открыта за последние два-три десятилетия. В этом списке уральские минералы носят имена русских ученых и государственных деятелей или же названы по месту находки (златогорит, исовит, вишневит, уваровит, ферсмит, клерит, юшкинит, сысертскит, невьянскит, ильменит, перовскит, самарскит, канкринит, вернадит, чевкинит и др.).

С середины и, особенно, в конце XX вв. практику вошли высокочувствительные локальные методы исследования минералов. Все найденные уральские минералы, за небольшим исключением, принадлежат к редким или очень редким представителям минерального мира. За сравнительно короткий срок, начиная с 1980-х гг., были найдены черновит, родплюмсит, юшкинит, хромферид и др., а при дополнительном изучении ранее найденных или хранящихся в различных музеях образцов были выявлены эмбрейит, касседаннеит, жедвабит, ниобокарбид, гидроксилклиногумит и др. Но вряд ли минералогии или любители-коллекционеры когда-нибудь смогут ими полюбоваться. Все эти минералы найдены в ничтожных количествах или в виде микровключений. Они не принадлежат, как образно заметил председатель комиссии по новым минералам профессор А. Г. Булах, к числу явно осязаемых открытий (Авдонин и др., 2004).

Из общего числа, открытых на Урале новых для всего мира минералов, в названии восьми увековечена память об ученых СГИ, а именно: Н. К. Высоцком, Н. В. Свяжине, А. Ф. Бушмакине, В. Н. Авдонине, Д. С. Штейнберге, В. П. Шуйском, Б. В. Чеснокове, Ю. С. Кобяшева.

Еще четырех новых минерала, пока не получившие официального утверждения, а именно малаховит, торбаковит, перковаит, афанасьевит также названы в память об ученых СГИ, а именно А. Е. Малахове, А. Ф. Торбаковой, Р. И. Перковой, Т. Г. Афанасьевой.

Два минерала, открытых за пределами Урала, – преображенскит и шубниковит, сохраняют память о выдающихся профессорах Уральского горного института, преподававших в первые напряженные годы создания института (1920–1925 г.г.), а именно о П. И. Преображенском и А. В. Шубникове.

«Урал ... является одаренным природой с безумной щедростью – нигде в целом свете не встретилось такого разнообразия минералов на таком сравнительно ограниченном пространстве и в таких мощных формах», утверждал Д. И. Мамин-Сибиряк. Трудно переоценить значение уральской природы в истории развития отечественной да, пожалуй, и мировой минералогической науки. Конец XVIII и почти весь XIX век был поистине «золотым веком» уральской минералогии. Именно с этого времени в научный обиход, в российские и мировые коллекции вошло много новых минералов с местными названиями и именами государственных деятелей и первооткрывателей минералов.

Богатейшее собрание уральских минералов хранится и экспонируется в замечательном создании уральских геологов – Уральском геологическом музее Уральского государственного горного университета. В отделе минералогии музея создана уникальная экспозиция «Минералы впервые открытые на Урале», в которой представлены многие минералы, но не все из открытых на Урале, поскольку ряд минералов можно видеть только под микроскопом. В этой экспозиции можно познакомиться с минералами, в названии которых увековечена память о преподавателях Свердловского горного института.

*Работа выполнена в рамках темы государственного задания ИГГ УрО РАН (гос. Регистрация № АААА-А18-118052590028-9).*

### Литература

*Авдонин В. Н., Поленов Ю. А.* Очерки об уральских минералах. Научное издание. 2-ое издание, дополненное. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2004. 419 с.

*Авдонин В. Н., Поленов Ю. А.* вклад Урала в минеральное многообразие земной коры // Горные, геологические, палеонтологические, минералогические музеи в XXI веке: мат-лы науч.-практ. конф. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2007. С. 15–24.

*Кобяшев Ю. С., Никандров С. Н.* Минералы Урала (минеральные виды и разновидности). Екатеринбург: Изд-во Квадрат, 2007. 312 с.

*Кривовичев В. Г.* Минералогический словарь. СПб.: Изд-во С.-Петербург. ун-та, 2008. 556 с.

*Маликов А. И., Попов М. П.* Минералы Урала. Словарь-справочник. Екатеринбург: Сократ, 2010. 456 с.

*Николаев С. М.* Статистика современной минералогической информации. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2000. 95 с.

---

---

*Сидоров М.Ю.<sup>1,2</sup>, Жихарева Н.Г.<sup>1</sup>, Компанченко А.А.<sup>1</sup>*

<sup>1</sup> Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, [sidorov@geoksc.apatity.ru](mailto:sidorov@geoksc.apatity.ru)

<sup>2</sup> Апатитский филиал Мурманского государственного технического университета, Апатиты

### МУЗЕЙ ГЕОЛОГИ И МИНЕРАЛОГИИ ИМЕНИ И.В. БЕЛЬКОВА: ПРОШЛОЕ, НАСТОЯЩЕЕ, БУДУЩЕЕ

История Музея геологии и минералогии имени И.В. Белькова (Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, г. Апатиты, Мурманская область) начинается в 1930-х гг., когда под руководством академика А.Е. Ферсмана была организована Хибинская горная станция "Тьетта". Наряду с библиотекой, Ботаническим садом, различными лабораториями с первых дней существования научной станции в ее составе на первом этаже был организован музей. Он занимал одну небольшую комнату и состоял из двух разделов: минералого-петрографического и почвенно-ботанического (Халезова, [www.halezova.ru/title.htm](http://www.halezova.ru/title.htm)). Во время пожара в годы Великой Отечественной войны Хибинская научная станция вместе с музеем сгорела, все образцы были утрачены. Восстановление станции и музея началось в послевоенные годы и к 1951 г. были собраны новые коллекции минералов, пород и руд Кольского региона.

В 1951 г. был организован Геологический институт, а в 1957 г., согласно постановлению Президиума АН СССР, музей вошел в состав Геологического института Кольского филиала АН СССР. Основная роль в создании музея в послевоенные годы и дальнейшем его развитии принадлежит Игорю Владимировичу Белькову (1917–1989), доктору геолого-минералогических наук, много лет возглавлявшему Геологический институт и руководившему в нем минералогическими исследованиями. Под его руководством из рабочих коллекций сотрудников института составлялись музейные фонды. В память об известном учёном, заслуженном деятеле науки, докторе геолого-минералогических наук, более четверти века возглавлявшего Геологический институт и более сорока лет руководившего в нём минералогическими исследованиями в 2009 г. решением Учёного совета Геологического института КНЦ РАН музею было присвоено имя Игоря Владимировича Белькова. Большой вклад в организацию и развитие музея внесли Т.В.

Новохатская, М.Г. Федотова, Е.М. Калинина, Т.М. Писарева, В.В. Борисова, С.М. Карпов, в разные годы работавшие в музее. На протяжении многих лет научным руководителем музея был доктор геолого-минералогических наук А.В. Волошин. Большую поддержку музею оказывал директор Геологического института Ю.Л. Войтеховский.

Со дня основания у музея был статус регионального, поэтому музейные коллекции пополнялись минералами, рудами и горными породами, собранными только на территории Кольского региона. Несмотря на это, учитывая поразительное разнообразие кольских геологических объектов, на начало 2019 г. в основном фонде музея насчитывалось 9120 образцов. Экспозиция музея представлена следующими разделами: систематической коллекцией минералов (более 1200 образцов); коллекцией руд и других полезных ископаемых (более 800 образцов); коллекцией горных пород (более 900 образцов); коллекцией новых минералов, впервые открытых в Кольском регионе (экспонируются более 200 минералов). Научная деятельность музея заключается в работе с коллекциями минералов, составлении каталогов и компьютерных баз данных, Перечней и Кадастров минералов (очередной "Перечень минеральных видов Кольского региона" выйдет в 2020 г.), публикации статей по музейной деятельности и коллекциям минералов (Борисова и др., 2018), выступлениях с докладами на конференциях и семинарах. Научно-организационная деятельность ведется сотрудниками музея в следующих направлениях: сбор и пополнение музейной коллекции минералов, пород и руд Кольского региона; составление коллекций для других музеев и учебных организаций России; экскурсионная деятельность (ежегодно музей посещают до 400 человек); общеобразовательная деятельность, в т.ч. проведение лекционных



**Рис.** Выставочный зал музея геологии и минералогии имени И.В. Белькова (2012 г.).

и практических занятий по минералогии и петрографии со студентами кафедры геологии и полезных ископаемых Апатитского филиала Мурманского государственного технического университета; участие музея в региональных выставках минералов. В среднем на учет в основной фонд музея ставится около 60 образцов за год (в отдельные годы до 120 образцов). Многие годы с музеем плодотворно сотрудничают известные учёные-минералоги из ведущих научных организаций и высших учебных заведений страны, а также коллекционеры-любители.

Будущее музея геологии и минералогии мы видим как в сохранении и расширении основных направлений научной и просветительской деятельности, так и в развитии совершенно новых направлений. Прежде всего, это создание виртуального музея, доступного для посещения всем на специальном сайте в сети Internet. Для этого необходимо проделать большую работу по фотографированию представительных образцов минералов, руд и пород наиболее интересных объектов Кольского региона, прежде всего Хибинского, Ловозерского и Ковдорского массивов, уникальных месторождений Колмозерской и Кейвской структур. После этого предстоит создать интернет-сайт, наподобие тех, которые есть в крупных музейных центрах мира (напр., в Музее естественной истории Д. Карнеги (США), <https://carnegiemnh.org> или Музее Гарвардского университета (Великобритания), <http://minecat.rc.fas.harvard.edu/collections/8334/display-minerals>).

## Литература

Борисова В.В., Волошин А.В., Жихарева Н.Г. Новые поступления в коллекцию музея геологии и минералогии им. И.В. Белькова Геологического института КНЦ РАН в 2017 г. // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН, посвященной 100-летию докт. геол.-мин. наук Е.К. Козлова. Апатиты 2018. № 15.

Халезова Е.Б. Дорога длиною в жизнь. Мемуары. [www.halezova.ru/title.htm](http://www.halezova.ru/title.htm)

---

---

Ситникова М.А.<sup>1</sup>, Элинг А.<sup>2</sup>, Кауфхольд Ш.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Федеральная геологическая служба Германии, Ганновер, Германия, [maria.sitnikova@bgr.de](mailto:maria.sitnikova@bgr.de),

<sup>2</sup>Федеральная геологическая служба Германии, Берлин, Германия

### ИСТОРИЯ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ КОЛЛЕКЦИИ ФЕДЕРАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ ГЕРМАНИИ

В этом году исполняется 250 лет со дня рождения Александра фон Гумбольдта и 2019 год объявлен годом Гумбольдта. Его коллекции минералов, собранные в том числе в ходе его путешествий по России и Средней Азии входят в состав большой Берлинской минеральной коллекции, рассеянной между различными институтами, в том числе и в коллекции Геологической Службы Германии. Об истории этой коллекции мы и хотим рассказать.

История формирования минералогической коллекции восходит к 18 веку, когда король Фридрих II в 1770 году приказал создать берлинскую Горную Академию и при ней Минералогический кабинет. Минералог и Горный Советник К.А.Герхард в 1781 году становится первым директором Горной Академии, а его личная коллекция – основой Королевского Минералогического кабинета. Его приемник Г. Карстен работал в тесном сотрудничестве с известным химиком М.Х. Клапротом, в результате этого сотрудничества на материале минералогической коллекции были открыты такие химические элементы как Zr, U, Sr, Ti, Te, Cr, Вe и Се.

В самом начале 19 века Минералогический кабинет пополнился двумя дарами: коллекцией А. фон Гумбольдта, собранной в ходе его большого путешествия по обеим Америкам и коллекцией русских минералов, подаренных царем Александром I. Кабинет уже не вмещал разросшихся собраний, и в 1810 г. коллекция была передана в только что основанный университет (впоследствии университет Гумбольдта). И в 1814 г. был основан Минералогический музей, первым директором и первым профессором нового университета стал К.С. Вайс, а музейным хранителем Г. Розе. Александр фон Гумбольдт в 1829 г. через графа Г.Л. Канкрин принял приглашение русской стороны посетить Россию и собрать коллекцию для минералогического музея. Густав Розе сопровождал его в этом путешествии и составил всю документацию минералогических находок и даров для музея.

Следующие 100 лет собрание музея выполняло роль учебных коллекций университета. В 1873 г. Горная академия вошла в состав новообразованной Королевской Геологической службы. С тех пор коллекция пополнялась образцами, добытыми в ходе геологического картирования и масштабной разведки месторождений как Пруссии, так и всего мира, особенно немецких колоний «Немецкий Юго-Запад» – сегодня это Намибия.

В 1914 г. был создан берлинский Технический Университет и большая часть коллекции перешла туда, позднее она стала основой коллекции музея Естественной Истории в Берлине. Оставшаяся коллекция располагалась в Геологической службе. В 1945 году коллекция осталась в Геологической службе ГДР. После объединения Германии эта коллекция стала частью Федеральной Геологической службы Германии. Она включает систематическую минералогическую коллекцию, коллекцию минеральных месторождений Германии и мира и располагается большей частью в красивом историческом здании в квартале Берлин-Шпандау. Кроме постоянной экспозиции в собрании проводятся тематические выставки и организуются экскурсии для групп. Проводится дигитализация коллекций, на сегодняшний день оцифровано 10 % коллекции и доступно онлайн [https:// gewis.bgr.de](https://gewis.bgr.de)

---

---

## **О НЕОПРЕДЕЛЕННОМ СТАТУСЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ КОЛЛЕКЦИЙ, ИСПОЛЬЗУЕМЫХ ДЛЯ ПРАКТИЧЕСКИХ ЗАНЯТИЙ ПО МИНЕРАЛОГИИ**

Преподавание дисциплин геологического профиля невозможно без наглядного и непосредственного знакомства студентов с реальными образцами пород и минералов.

В большинстве геологических ВУЗов, где минералогия является одним из базовых предметов, как правило, имеются несколько «уровней» минералогических коллекций:

а) коллекции имеющие официальный статус музеев (Горный музей Санкт-Петербургского горного университета, Музей кафедры минералогии СПбГУ, Минералогический музей МГРИ-РГГУ, Уральский геологический музей УГГУ и др.);

б) систематизированные выставки-коллекции, выглядящие как музеи, но официального статуса музея не имеющие (большинство эталонных коллекций в геологических ВУЗах);

в) так называемые «рабочие» коллекции минералов, используемые при проведении практических занятий по минералогии.

Спецификой последних является то, что при проведении таких занятий часть образцов неизбежно повреждается и или даже уничтожается при определении твердости, спайности, химических и других свойств.

Традиционно, такие коллекции пополнялись за счет образцов, собранных преподавателями, сотрудниками и студентами в ходе экспедиций, производственных и учебных практик или как подарков от горно-геологических организаций или выпускников. Некоторые такие коллекции формировались на протяжении даже не десятилетий, а столетий.

В последние годы, в связи с попытками наведения порядка в законодательстве, касающемся учета материальных ценностей и музейного дела, достаточно остро встал вопрос о статусе многочисленных коллекций (не только минералов) имеющихся в университетах и институтах. Выяснилось, что многие из них, даже многие годы называвшие себя музеями, музеями, формально не являются. Перевод же весьма обширных коллекций и собраний в ранг музея связан с целым рядом проблем организационного и финансового плана и требует весьма тщательной подготовки локальных нормативных актов, дабы, с одной стороны не утратить контроль над сохранностью коллекций, а с другой – не превратить их в «мертвое», недоступное студентам собрание экспонатов.

Особенно это касается статуса вышеупомянутых «рабочих» коллекций. В частности, возникают ситуации, когда пополнение таких рабочих коллекций становится достаточно проблематичным. Например, некая организация или коллекционер готовы передать в дар ВУЗу имеющееся у них собрание образцов минералов.

Формально, речь идет о передаче материальных ценностей, которые необходимо определенным образом учесть. В ВУЗах, где есть официальные музеи, такой вопрос должен решаться согласно закону «О Музейном фонде Российской Федерации и музеях в Российской Федерации» (54-ФЗ от 26.05.1996). Согласно последним изменениям в этом законе (редакция от 27.12.2018): «музей - некоммерческое учреждение культуры, созданное собственником для хранения, изучения и публичного представления музейных предметов и музейных коллекций, включенных в состав Музейного фонда Российской Федерации...» (статья 3). Ключевым отличием от исходной (1996 года) и предпоследней (01.12.2014) редакций, является добавление формулировки «включенных в состав Музейного фонда Российской Федерации».

Таким образом, музей проводит экспертизу, возможно, отбирает из подаренного то, что ему интересно, включает в состав музейного фонда и ставит на учет. Судьба этих образцов определена. Остальные образцы можно, по идее, передать в эталонные и рабочие коллекции. Но, если продолжать строго следовать букве закона: «музейные предметы и музейные коллекции, в том числе включенные в состав Музейного фонда Российской Федерации, независимо от того, в чьей собственности или во владении они находятся, подлежат государственному учету» ... «в целях их правовой защиты и государственного контроля» (статья 6). Формулировка «в том числе включенные» оставляет простор для неопределенности, т.к. означает, что и не включенные в состав Музейного фонда РФ музейные предметы и коллекции также подлежат учету.

Но, если учет эталонных коллекций, хоть и требует значительных усилий, достаточно реален, то строгий учет рабочих коллекций, в силу вышеуказанной специфики их использования, возможен только теоретически, а практически не реален, т.к. количество и качество образцов изменяется прямо в процессе занятий. Перевод рабочих коллекций в статус музейных может привести к невозможности проведения практических занятий по минералогии традиционным способом. Таким образом, видимо, имеет смысл не придавать рабочим коллекциям официальный статус даже части музейной коллекции или необходимо как-то специально оговаривать особенности их учета, если такой статус необходим.



## НОВЫЕ ЭКСПОЗИЦИИ МУЗЕЯ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА КАК ОТРАЖЕНИЕ РАЗВИТИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ НАУКИ

Наиболее значимый источник пополнения фондов музея Дальневосточного геологического института (ДВГИ) новыми образцами минералов, горных пород, руд (кроме дарения, приобретения у коллекционеров, обмена с другими музеями) – сочетание инициативы и познавательного интереса сотрудников музея и ученых ДВГИ. Начиная с 2000 г., новым способом накопления и систематизации фондов музея стало формирование монографических авторских коллекций, которые комплектуются из материалов ученых института при их непосредственном участии. Любая авторская коллекция, хранящаяся в музее, позволяет вовлекать образцы горных пород и руд в научные исследования с использованием новейшего аналитического оборудования, имеющегося сегодня в Аналитическом центре института. Это особенно важно, так как многие геологические объекты остаются недоступными из-за их отдаленности. Кроме того, в коллекции музея находятся образцы из месторождений, которые в настоящее время полностью отработаны.

По результатам исследований, проводимых учеными ДВГИ, к 40-летию юбилею музея (2018 г.) была подготовлена новая экспозиция «Открытия и находки ученых Дальневосточного геологического института ДВО РАН и дары друзей музея». В ней проиллюстрированы последние наиболее значимые публикации научных сотрудников института. Это новые минералы, впервые открытые на месторождениях (Вах и др., 2016); результаты физико-химического моделирования гранатсодержащих минеральных ассоциаций месторождения Березитовое (Авченко и др., 2012); первая в восточной Азии находка голубого янтаря в угленосных отложениях Приморья (Chekryzhov et al., 2014); впервые охарактеризованные современными изотопно-геохимическими методами ранее малоизученные адакиты Приморья (Wu et al., 2017); реконструкция механизма формирования расслоенности ультраосновных эффузивов с повышенным содержанием  $K_2O$  в стекле в восточной части п-ова Камчатка (единственный в мире пример) (Бадрединов и др., 2017); впервые проведенное геохронологическое и геохимическое изучение обсидианов оз. Красное на Чукотке (Попов и др., 2017); впервые обнаруженные в Сихотэ-Алине родингиты, содержащие золото-палладий-платиновую минерализацию (Перевозникова., Казаченко, 2017) и др.

На основании данных, полученных в результате изучения минеральных и флюидных включений в корундах Незаметнинского месторождения, разработана методика их облагораживания, определены параметры термической обработки, которая проводилась в высокотемпературной муфельной печи Nabertherm P310 на базе Дальневосточного федерального университета (Пахомова и др., 2017). После термической обработки значительно улучшились чистота и прозрачность всех образцов, во многих случаях удалось добиться яркого синего цвета. Первый опыт облагораживания незаметнинских корундов показал, что метод термообработки, который считается самым эффективным и разрешен на мировом ювелирном рынке, может в несколько раз увеличить объем ювелирного сырья на месторождении, тем самым повысив целесообразность его добычи.

Впервые в музее представлена коллекция образцов золоторудных месторождений Забайкалья. Новая экспозиция «Генетические и геолого-промышленные типы золоторудных месторождений забайкальской части Монголо-Охотского складчатого пояса» – результат работы ученых ДВГИ по проекту «Изучение закономерностей эволюции рудно-магматических систем Сихотэ-Алиня и Монголо-Охотского пояса: хронология процессов магматизма и рудообразования, флюидный режим, закономерности размещения, факторы рудопроductивности». Авторы коллекции – А.С. Вах, В.И. Гвоздев, Д.Г. Федосеев, Н.А. Горячев. Для создания экспозиции отобраны представительные образцы (30 шт.) из 6 золоторудных месторождений.

Коллекция Б.И. Павлюткина и И.Ю. Чекрыжова «Олигоценые флоры Приморья – уникальные сообщества древних растений» (14 образцов) иллюстрирует результаты проведенных авторами многолетних исследований комплексов растительных остатков, собранных в породах, которые сформировались в озерных палеобассейнах в окрестностях населенных пунктов Богополь (Кавалеровский район) и Краскино (Хасанский район). В коллекции представлены наиболее значимые (типовые) флоры двух растительных комплексов – возновского и краскинского.

До недавнего времени среднеоленекские амmonoидеи в Южном Приморье были известны преимущественно из мелководных отложений шмидтовской свиты, обнажающихся в южной части Южного Приморья (о-в Русский). В последние годы в результате проведения большого объема строительных работ в регионе появился ряд новых разрезов триаса, в том числе разрезы нижнетриасовой каменушкинской свиты Южного Приморья (Захаров, Смышляева, 2016), отражающие фациальные условия глубоких частей шельфа. Авторами детально исследованы разрезы Каменушка-2 юго-восточнее с. Кондратеновка и Каменушка-1, представляющий собой скальный обрыв вдоль новой автомобильной дороги (в 100–140 м восточнее разреза Каменушка-2).

В коллекции «Новые среднеоленекские (раннетриасовые) амmonoидеи южного Приморья» (авторы Ю.Д. Захаров и О.П. Смышляева) описаны девять новых видов амmonoидей (*Inyoceras singularis*, *Yvesgalleticeras proximus*, *Tirolites opiparus*, *Koninckitoides solus*, *Bajarunia magna*, *Albanites vulgaris*,

Nordophiceratoides praecox, Palaeophyllites admirandus, Kamenushkaites acutus) и новый род семейства Palaeophyllitidae (Kamenushkaites gen. nov.) на материале из средней части оленекского яруса бассейна р. Каменушка (Южное Приморье).

Результаты научных исследований сотрудников Дальневосточного геологического института способствуют возрождению горнодобывающей и перерабатывающей промышленности в Приморье, что в настоящее время является приоритетной задачей стратегии научно-технологического развития. В частности, большой интерес у посетителей вызвали и размещенные на стенде краткие информационные сообщения о вкладе ученых Дальневосточного геологического института ДВО РАН в развитие геологической отрасли в регионе. Например, научный сотрудник ДВГИ к. г.-м. н. Дмитрий Владимирович Андросов (с соавторами) является патентообладателем: патент № 148473 «Очистной блок для разработки крутых рудных тел» в 2014 г. зарегистрирован в Государственном реестре полезных моделей Российской Федерации.

Совместные с компанией ООО «Каменный век» работы сотрудников института к.г.-м. н. В.К. Попова, к.г.-м. н. А.А. Чашина и к.г.-м. н. С.Н. Лаврика проводятся с целью создания местного производства непрерывного базальтового волокна (НБВ). В основу выбора районов и объектов изучения легли результаты петролого-геохимических исследований кайнозойского вулканизма Восточного Сихотэ-Алиня, полученные учеными при выполнении программ НИР института. Полевыми и лабораторными исследованиями выявлен ряд геологических объектов, пригодных для разработки. Наиболее перспективным для производства НБВ признан расположенный в долине р. Зеркальная (участок «Суворовский») массив, сложенный мощными лавовыми потоками и экструзивными телами. Опытные плавки сырья, проведенные ООО «Каменный Век», показали хорошие результаты и подтвердили возможность его использования для дальнейшего производства непрерывного базальтового волокна. ДВГИ ДВО РАН и компания «Каменный век» планируют дальнейшие совместные исследования по изучению и оконтуриванию наиболее продуктивных на участке тел.

В музее ведется постоянная работа по пополнению коллекционного фонда, обновлению экспозиции, внесению в нее изменений и правок в соответствии с новыми данными об их вещественном составе и генезисе. Таким образом, пополняемый новыми коллекциями и аналитическими данными фундаментальных исследований, являясь хранилищем многочисленных коллекций, музей дает объективную картину прогресса в геологической отрасли знания.

## Литература

*Авченко О.В., Вах А.С., Чудненко К.В., Шарова О.И.* Физико-химические условия образования Al-F сфена в руднометасоматических породах Березитового месторождения // Геохимия. 2012. № 4. С. 1–17.

*Бадрединов З.Г., Марковский Б.А., Тарарин И.А., Чубаров В.М.* О калиевости пикритов Восточной Камчатки // Ультрамафит-мафитовые комплексы. Геология, строение, рудный потенциал: материалы V Междунар. конф., Гремячинск, 2–6 сентября 2017 г. Улан-Удэ: Изд-во Бурят. ун-та, 2017. С. 35–38.

*Вах А.С., Авченко О.В., Горячев Н.А., Гвоздев В.И., Карабцов А.А.* Новые данные о составе сурьмяно-мышьяковых сульфосолей свинца иорданит-геокронитового гомологического ряда в рудах месторождения Березитовое (верхнее Приамурье, Россия) // Докл. АН. 2016. Т. 467, № 6. С. 687–693.

*Захаров Ю. Д., Смышляева О. П.* Новые среднеоленекские (раннетриасовые) аммоноидеи Южного Приморья. Палеонтологический журнал, 2016, №3, стр. 21–28.

*Пахомова В.А., Николаева К.Н., Тишкина В.Б., Федосеев Д.Г., Культенко С.Ю., Одариченко Э.Г., Соляник В.А.* Благоустройство сапфиров месторождения Незаметнинское (Дальний Восток России) // Геммология: материалы VIII Всерос. науч. конф. с междунар. участием, Томск, 23–25 ноября 2017 г. Томск, 2017. С. 102–112.

*Перевозникова Е.В., Казаченко В.Т.* Первая находка родингитов с золото-палладий-платиновой минерализацией в Сихотэ-Алине // Литосфера. 2017. Т. 17, № 5. С. 127–146.

*Попов В.К., Гребенников А.В., Кузьмин Я.В., Гласкок М.Д., Ноздрачев Е.А., Будницкий С.Ю., Воробей И.Е.* Геохимия обсидианов озера Красное на Чукотке (Северо-Восток Сибири) // Докл. АН. 2017. Т. 476, № 3. С. 332–338.

*Chekryzhov I.Yu., Nechaev V.P., Kononov V.V.* Blue-fluorescing amber from Cenozoic lignite, eastern Sikhote-Alin, Far East Russia: Preliminary results // Int. J. Coal Geol. 2014. Vol. 132. P. 6–12.

*Wu J. T.-J., Jahn, B.-M., Nechaev V., Chashchin A., Popov V., Yokoyama K., Tsutsumi Y.* Geochemical characteristics and petrogenesis of adakites in the Sikhote-Alin area, Russian Far East // J. Asian Earth Sci. 2017. Vol. 145. P. 512–529.

## КОЛЛЕКЦИЯ МЕТЕОРИТОВ ГОРНОГО МУЗЕЯ САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКОГО ГОРНОГО УНИВЕРСИТЕТА: НОВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ХОНДРИТОВ БУШХОФ И КНЯГИНЯ

Коллекции метеоритов Горного музея в этом году исполнилось 197 лет. Она состоит из 295 наименований (800 образцов), из которых наибольшую часть составляют поступления 1822–1920-х годов – 192 наименования. Среди них два исторических падения середины XIX века – Бушхоф (Buschhof) и Княгиня (Княгиня), образцы которых и были исследованы в текущем году.

2 июня 1863 г. в 7:30 утра по местному времени на территорию современной Латвии (Елгавский край) с сильным нарастающим гулом и серией «пушечных» взрывов в лесную область Курляндии упал метеорит весом 5 кг. Опасаясь начала военных действий, очевидцы обнаружили тяжелый черный камень, который выкопали из-под земли. Несколько кусков были разбиты и разобраны нашедшими; дошедшая до нашего времени основная часть метеорита сохранила коническую форму и большую часть коры плавления (Grewingk, Schmidt, 1864). Основная масса, весом чуть более килограмма, этого метеорита сегодня находится в Таллинском геологическом институте. Остальная масса распределена примерно по 30 коллекциям. В Горном музее находится 34 г этого метеорита в виде двух обломков.

В 17:00 9 июня 1866 г. в небе над с. Княгиня (Украина, Закарпатье, Великоберезнянский район) взорвался болид и, расколовшись, выпал метеоритным дождем. Вероятно, первое опубликованное описание падения этого метеорита было сделано известным австрийским минералогом и геологом В. Гайдингером: «После появления огненного шара и детонации, ливень камней (по оценкам, более 1000, и общей массой около 500 кг, самый большой весом около 293 кг) упал на площади 2 x 0.75 миль» (Haidinger, 1866). Метеорит Княгиня считается крупнейшим найденным метеоритом в Европе в новейшей истории. Основная масса (около 286 кг) находится в Венском музее естественной истории. Остальные экземпляры этого метеорита разошлись по многочисленным коллекциям. Хондрит Княгиня представлен в Горном музее двумя индивидуальными экземплярами и двумя обломками. Общий вес образцов составляет 161 г.

Оба изучаемых образца когда-то входили в частную коллекцию Э.А. Купффера – директора Мариинского каменноугольного рудника в Донецке. Коллекция состояла из минералов и метеоритов. Она поступила в Музей в 1920-х годах как конфискованная Петроградской Чрезвычайной Комиссией по борьбе с контрреволюцией и саботажем (Архив Горного музея). Метеориты представляли отдельную часть, состоящую из 137 наименований, снабженную каталогом на немецком языке. На рукописных этикетках к образцам указаны имена прежних владельцев или учреждений. На этикетке к образцу Бушхов в верхнем правом углу написано *Dorpat, U* (нем.) – Дерптский университет (университет Тарту, Эстония). На авторской этикетке от индивидуального экземпляра Княгиня указан *A. Kranz* – владелец торговой фирмы «Kranz». Фирма была основана в Берлине в 1833 г., а в 1850 г. переехала в Бонн. Она занималась продажей минералов, окаменелостей и музейного оборудования. Крупнейшие музеи мира приобретали у фирмы «Kranz» экспонаты и оборудование.

Первые минералогические и химические исследования метеорита Бушхов были проведены в 1864 г. (Grewingk, Schmidt, 1864), но результаты химических анализов были признаны несостоятельными (Urey, Craig, 1953). В 1961 г. Л.Г. Кваша описала минералы никелистого железа (тэнит, плессит) (Кваша, 1961), И.А. Юдиным (1970) проведено микроскопическое минералогическое исследование и спектральный анализ метеорита. Химический анализ метеорита методами мокрой химии был проведен в 1974 г. (Дьяконова, Харитонова, 1974), а в 2000 г. изучена средняя плотность хондр метеорита (Wilkison, Robinson, 2000).

В отечественной литературе авторами встречены только 2 упоминания о метеорите Княгиня: результаты исследования взаимоотношения между летучими и нелетучими компонентами метеоритов, включая Княгиню (Мюллер, 1966), и термического исследования хондритов (Коротеев, 1989). В зарубежной литературе приведена более подробная информация о минеральном и химическом составе (Mason, Wiik, 1963), петрографическое описание следов ударного метаморфизма (Gyollai et al., 2009), данные по содержанию редких элементов (Engler, 2004; Reed, Smith, 1985) и изотопном составе благородных газов, углерода и йода в метеорите Княгиня (Graf et al., 1990; Jull et al., 1994; Lavielle et al., 1997; Schnabel et al., 2004).

В данной работе анализ минералов метеорита Княгиня и Бушхов выполнен методом SEM-EDS (JEOL JSM-6510LA с ЭД-спектрометром JED-2200, ИГГД РАН). Содержание редких и редкоземельных элементов (REE) в оливине определено методом масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в ЯФ ФТИАН. Целью исследования являлось изучение минералов хондр и межхондровой части метеорита и содержание редких и редкоземельных элементов в оливине хондр и матрицы метеоритов.

По классификации метеорит Княгиня относится к обыкновенным хондритам типа L/LL5. В метеорите встречены хондры с порфириновой пойкилит-пироксеновой, колосниковой, лучистой и скрытокристаллической структурой. Границы хондр с межхондровой частью нечеткие и слабо

прослеживаются. Размер хондр варьирует от 0.5 до 1 мм. Практически все хондры имеют кайму шириной до 5–10 мкм, сложенную троилитом и/или хромитом. В метеорите диагностированы ортопироксен, плагиоклаз, оливин, мерриллит, хромит, троилит, тэнит и камасит.

Метеорит Бушхов относится к самому распространенному типу метеоритов класса L6 обычных оливин-гиперстеновых хондритов. Наиболее крупная хондра метеорита имеет размер около 2 мм в диаметре, по структуре относится к мелкозернистому оливин-пироксеновому типу и характеризуется наличием хромитовой и троилитовой каймы. Также встречаются хондры колосниковой и лучистой структуры. Их размер не превышает 0.5 мм в диаметре, границы с межхондровой частью нечеткие, каймы отсутствуют. По результатам микроскопического исследования диагностированы минералы: оливин, Са-пироксен, бронзит, плагиоклаз, апатит, мерриллит, хромит, троилит, тетраэтит, камасит и тэнит.

Оливин центральной части зернистой хондры метеорита Бушхов обогащен как высоко (Zr, Ca, Al, Ti) и умеренно (Cr, Ni, Nb) рефракторными, так и летучими (Ba, Sr) элементами относительно матрицы метеорита. Оливин из центральной части хондры содержит 0.50 ppm REE с превышением LREE над HREE, в матрице суммарное содержание REE уменьшается до 0.15 ppm (табл.).

**Таблица.** Содержание ( $\mu\text{m}$ ) редких и редкоземельных элементов в оливинах из метеоритов Бушхов и Княгиня

Метеорит	Положение	Zr	Ca	Al	Ti	Nb	V	Ni	Cr	REE	Sr	Ba
Бушхов	Центр	0.41	483	908	139	0.28	16.6	201	543	0.50	0.63	0.94
	Край	0.05	344	546	60.4	0.12	13.5	44.8	349	0.15	0.14	0.11
Княгиня	Центр	2.04	710	1542	159	0.32	26.4	479	1081	0.28	5.75	1.98
	Край	0.24	476	865	50.1	0.03	12.2	280	392	0.12	0.59	0.48

Для центральной части зернистой хондры метеорита Княгиня также характерно повышенное содержание высоко (Zr, Ca, Al) и умеренно (V, Ni, Cr, Nb) рефракторных и летучих (Ba, Sr) элементов по сравнению с матрицей метеорита. Содержание REE в метеорите Княгиня находится на пределе порога обнаружения, тем не менее, для центральной части хондры наблюдаются немного повышенные концентрации (таблица).

При сравнении центральной зоны зернистых хондр исследуемых метеоритов отмечается повышенное содержание всех изученных элементов, кроме REE, в оливине из хондры метеорита Княгиня. Оливин из хондры метеорита Бушхов обогащен REE по сравнению с хондрой метеорита Княгиня. Оливин из матрицы метеорита Бушхов отличается повышенными содержаниями умеренно рефракторных элементов (Ti, Nb, V, Ni, REE), тогда как для матрицы метеорита Княгиня характерно преобладание остальных элементов.

## Литература

- Архив Горного музея. Ф.1. Оп.4. Д.118. Л.174
- Дьяконова М.И. Харитонов В.Я. Новые данные химического анализа каменных метеоритов-хондритов Бушхов. Каракол. Ausson // Метеоритика. 1974. Вып. 33. С. 90–93.
- Кваша Л.Г. Некоторые новые данные о строении хондритов // Метеоритика. 1961. Вып. 20. С. 124–136.
- Коротеев В.А. Петрицева В.Г. Логинов В.Н. Юдин И.А. Термические исследования хондритов // Метеоритика. 1989. Вып. 27. С. 121–123.
- Мюллер Г. Исследование взаимоотношений между летучими и нелетучими составляющими метеоритов // Метеоритика. 1966. Вып. 48. С. 3–24.
- Симашко Ю.И. Каталог коллекции метеоритов Юл. Симашко. СПб. 1891. С.40.
- Юдин И.А. Микроскопическое исследование каменного метеорита Бушхов // Метеоритика. 1970. Вып. 30. С. 88–92.
- Engler A. et al. Trace element abundances in chondrules from Knyahinya (L/LL5) and Ouzina (R4) // MAPS. 2004. Vol. 39.
- Graf T. et al. Cosmogenic nuclides and nuclear tracks in the chondrite Knyahinya // GCA. 1990. Vol. 54.
- Grewingk C. Schmidt C. Ueber die Meteoritenfälle von Pillistfer. Buschhof und Igast in Liv-und Kurland. Arch. Naturk. Liv-Ehst- und Kurlands. Dorpat. 1864. P. 140.
- Gyollai I. et al. Petrographic study of thermal and shock metamorphism in Mezömadaras. Knyahinya and Mocs chondrites // GRA. 2009. Vol. 11.
- Haidinger W. Der Meteorsteinfall am 9. Juni 1866 bei Knyahinya nächst Nagy Berezna im Ungher Comitete. Sitzber // Akad. Wiss. Wien. 1866. Vol. 54. P. 200–205. 475–522.
- Jull A.J.T. et al. A carbon-14 depth profile in the L5 chondrite Knyahinya // MAPS. 1994. Vol. 29. P. 649–739.
- Lavielle B. et al. Noble gas measurements in the L/LL5 chondrite Knyahinya // MAPS. 1997. V. 32. P. 97–107.

*Mason B., Wiik H.B.* The Composition of the Richardton. Estacado. and Knyahinya Meteorites // Am. Mus. Novit. 1963. № 2154. P. 1-18.

*Reed S.J.B. Smith D.G.W.* Ion probe determinations of rare earths in merrillite and apatite in chondrites // EPSL. 1985. Vol. 72. P. 238-244.

*Schnabel C. et al.* Production rates and proton-induced production cross sections of <sup>129</sup>I from Te and Ba: An attempt to model the <sup>129</sup>I production in stony meteoroids and <sup>129</sup>I in a Knyahinya sample // MAPS. 2004. Vol. 39.

*Urey H.C. Craig H.* The composition of the stony meteorites and the origin of the meteorites // GCA. 1953. Vol. 4. P. 36–82.

*Wilkison S.L. Robinson M.S.* Bulk density of ordinary chondrite meteorites and implications for asteroidal internal structure // MAPS. 2000. Vol. 35. P. 1203–1213.

---

---

**Фришман Н.И.**

*Музей Аметиста, пос. Умба, Россия, n.frishman@mail.ru*

### **ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МУЗЕИ КАК СПОСОБ ФОРМИРОВАНИЯ И УВЕЛИЧЕНИЯ ИНТЕРЕСА К ИСТОРИИ СТРАНЫ ПРИ ОСУЩЕСТВЛЕНИИ ТУРИСТИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ**

Все больше и больше мы убеждаемся, что будущее строится на фундаменте, заложенном в прошлом. В наше непростое время все больше людей стремятся сохранить свою самобытность с помощью передачи из поколения в поколения знаний и умений. Помимо этого, для многих становится важным, учитывать уроки прошлого, сохраняя следы этого прошлого в вещественных формах.

В силу ряда причин наибольшие потери в нашей стране понесла естественнонаучная сфера. Смена экономических реалий, возникшая временная не востребованность этой сферы и ее переориентация на ангажированную экологическую, привели к тому несоответствию между тем, что востребовано обществом и тем, что ему предлагается этой сферой, которое мы наблюдаем в настоящее время. С этим связано появление множество различных форм информирования заинтересованных в тех или иных областях знаний и бытия. Это и памятные дни различных населенных пунктов, дни конкретных дат или событий, праздники и фестивали им посвященные. Все это востребовано в силу своей быстрой информационной отдачи как власть предержащими, так и населением.

В связи, с чем различные музеи как существующие, так и создающиеся находятся в более сложных условиях. Такая привычная форма как краеведческий музей успешно функционирует лишь там, где в ней заинтересованы различные органы власти или собственники крупных экономических объектов в этой местности или же музеем руководит подвижник, ведомый определенной идеей. В основном же это учреждения, где ведется привычная вялотекущая деятельность, объясняемая малобюджетностью и отсутствием кадров и их незаинтересованностью в профессиональном росте. Также в них велик процент случайных людей. Ведомственные музеи почти повсеместно прекратили свое существование, вплоть до полного исчезновения своих фондов. Возникший в силу целого ряда причин интерес к собственной стране привел к появлению новой формы музея – частной и частной с государственным партнерством. Участие государства заключается в предоставлении помещений или же различных льгот.

Автор принимает непосредственное участие в реализации нескольких подобных проектах. Первый возник в 2011 году по инициативе заведующей детской районной библиотеки Митиной Тамары Викторовны в пгт. Умба, Мурманской области. Эти края родина отечественного аметиста и серебра, здесь проходили маршруты первых отечественных рудознатцев. «Музей Аметиста» расположен в здании библиотеки и занимает площадь 140 кв. метров. В настоящее время фонды музея насчитывают более 1500 экспонатов. Основная часть коллекции представлена аметистом, как с отечественных, так и зарубежных месторождений, более 50 стран и 70 месторождений. Также представлены образцы различных цветовых разновидностей кварца, его псевдоморфоз по минералам и организмам. Большой интерес у посетителей вызывает экспозиция, посвященная «беломорским рогулькам» (глендонитам) и зооморфным образованиям, возникающим при процессах минералообразования в прибрежной полосе. Формируются экспозиции посвященные первому русскому серебряному руднику и полиметаллическим месторождениям на терском побережье, Турьинскому щелочному комплексу и конечно же минералам Кольского полуострова. За прошедшее время проходимость музея достигла 3000–5000 человек в год, он включен в маршруты туристических фирм Северо-Запада страны. Его посещают группы геологического туризма и профориентационного и краеведческого направлений. Проводятся экскурсии для учащихся школ поселка. С 2012 года проводится ежегодная историко-краеведческая конференция «Земля Тре» и выпускаются сборники ее трудов.

Другой проект возник в 2015 году в пгт. Чупа, республики Карелия. В нем помимо автора, участвуют Карельская региональная общественная организация содействия устойчивому развитию и охране окружающей среды «Бассейновый Совет Северо-Карельского побережья» и Чупинский морской яхт-клуб. Этот край родина «Московского стекла» – мусковита и керамической отрасли страны. На его территории разведано множество месторождений различных полезных ископаемых. В текущие время он переживает нелегкие времена, и настоящий проект призван сохранить историю и традиции горного дела в регионе. Музей расположен в отдельном здании неподалеку от основных туристических объектов. В собрании музея «Валитов камень» коллекция минералов и горных пород, выставка горного снаряжения и оборудования. В ходе краеведческих экспедиций собрана уникальная коллекция старообрядческой металлопластики и нумизматическая экспозиция.

Всего в настоящее время в собрании музея около 1000 экспонатов. Кроме экспозиций посвященных местной тематике в музее представлены экспонаты, собранные на территории соседней Мурманской области. Ведется активная просветительская и экскурсионная деятельность. Проводится ежегодная международная научно-практическая конференция «Природное и культурное наследие Белого моря: перспективы сохранения и развития». Основные посетители многочисленные туристы и сотрудники местных биостанций, всего более 5000 человек в год. Как показала практика, данный формат наиболее востребован и не зависит от различных изменений в регионе. Он позволяет проводить более гибкую, не связанную жесткими рамками тематическую политику и осуществлять проекты различной направленности.

---

---

**СИСТЕМАТИКА МИНЕРАЛОВ,  
СТРУКТУРНАЯ МИНЕРАЛОГИЯ  
И КРИСТАЛЛОХИМИЯ**

---

Абдулина В.Р.<sup>1</sup>, Сийдра О.И.<sup>1,2</sup>, Назарчук Е.В.<sup>1</sup>, Борисов А.С.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия, [abdnik@yandex.ru](mailto:abdnik@yandex.ru),

<sup>2</sup>Кольский научный центр РАН, Апатиты, Россия

## ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНАЯ РЕНТГЕНОГРАФИЯ И ОБРАТИМАЯ ДЕГИДРАТАЦИЯ КОКИМБИТА $\text{Fe}^{3+}_2(\text{SO}_4)_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$

Гидратированные минералы сульфаты железа, такие как кокимбит  $\text{Fe}^{3+}_2(\text{SO}_4)_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ , являются вторичными минералами при выветривании и окислении железосульфидных месторождений в условиях аридного климата на Земле. В последнее десятилетие экспериментальная минералогия сульфатов переживает новый этап развития в связи с получением данных первоначально со спутников, а позднее и прямыми определениями значительного содержания таких минералов на поверхности Марса. В некоторых точках отбора на поверхности Марса содержание сульфатов достигает 30 %. Причем многие из сульфатных минералов являются гидратированными, что свидетельствует о существовании воды на Марсе в прошлом (Vaniman et al., 2004).

Исследование физико-химических свойств кокимбита имеет важное экологическое значение. Растворяясь в грунтовых водах, кокимбит окисляет окружающую среду (Majzlan et al., 2006).

Выполнено терморентгенографическое исследование кокимбита в вакууме с использованием дифрактометра Rigaku «Ultima IV» с высокотемпературной приставкой Rigaku «SHT-1500». Образец закреплён с помощью гексана на платиновую пластинку. Параметры элементарной ячейки на разных температурах уточнены методом наименьших квадратов. Основные коэффициенты тензора теплового расширения определены с использованием линейной аппроксимации температурных зависимостей в программе *ThetaToTensor*.

Установлено, что пики кокимбита исчезают при температуре около 175°C. После аморфизации при 275°C появляются пики минерала микасаит, безводного сульфата железа. Фаза микасаита стабильна до 525°C, после чего переходит в гематит.

Температурная зависимость параметров элементарной ячейки кокимбита может быть описана следующими линейными функциями:

$$a_t = 10.920 + 1.76 \times 10^{-4}t + 9.58 \times 10^{-6}t^2$$

$$c_t = 17.084 - 4.12 \times 10^{-5}t$$

$V_t = 1765 + 0.01t + 4.73 \times 10^{-4}t^2$ , где  $t$  – температура. При нагревании элементарная ячейка кокимбита расширяется вдоль оси  $a$  и остаётся почти неизменной вдоль оси  $c$ .

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 16-17-10085).

### Литература

Vaniman D.T., Bish D.L., Chipera S.J., Fialips C.I., Carey J.W., Feldman W.G. Magnesium sulphate salts and the history of water on Mars // Nature. 2004. 431, 663–665.

Majzlan J., Navrotsky A., McCleskey R. B., Alpers C. N. Thermodynamic properties and crystal structure refinement of ferricopiapite, coquimbite, rhomboclase, and  $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3(\text{H}_2\text{O})_5$  // European Journal of Mineralogy. 2006. 18, 175–186.

---

Бочаров С.Н.<sup>1</sup>, Крючкова Л.Ю.<sup>1</sup>, Вихарев А.Е.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия, [bocharovsergei@mail.ru](mailto:bocharovsergei@mail.ru),

<sup>2</sup>АО Научные приборы, Санкт-Петербург, Россия

## ПОДХОДЫ К РЕКОНСТРУКЦИИ УСЛОВИЙ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ КРИСТАЛЛОВ ПРЕДСТАВИТЕЛЕЙ ИЗОМОРФНО-СМЕШАННЫХ СИСТЕМ С БОЛЬШОЙ РАЗНИЦЕЙ ПАРАМЕТРОВ ЭЛЕМЕНТАРНОЙ ЯЧЕЙКИ

Морфология кристаллов часто используется для реконструкции условий минералообразования (например, температуры и давления), в то же время сам факт формирования полногранных нерасщепленных кристаллов, в некоторых случаях, может свидетельствовать о существовании специфических



гидродинамических условий и величине движущей силы во время роста кристалла. Так, формирование нерасщепленных монокристаллов в изоморфно-смешанных системах с большой разницей параметров элементарных ячеек затруднено, вне зависимости от степени совершенства изоморфизма. Подобные затруднения определяются, в первую очередь, наличием метасоматической компоненты при росте изоморфно-смешанных кристаллов (Glikin, 2009), которая за счет флуктуации ростовых параметров (температура, величина движущей силы, состав раствора, состав подложки и т.д.) на границе жидкий раствор – твердый раствор приводит к образованию в объеме кристалла областей различающегося состава – композиционной микрокластерной неоднородности (Glikin et al., 2010; Vasilyeva et al., 2013; Goncalves and Prieto, 2014). При этом существование областей разного состава в объеме кристалла порождает напряжения гетерометрии, и, как результат, приводит к блокиванию и расщеплению кристаллов (вплоть до образования сферолитов). Таким образом, получение нерасщепленных кристаллов в таких изоморфно-смешанных системах возможно только в случае снижения разности составов между соседними кластерами в объеме кристалла, т.е. подавления микрокластерной неоднородности. Этого можно достичь за счет высоких скоростей перемешивания раствора (снижает величину флуктуаций) и малых величин движущей силы (обеспечивает релаксацию состава подложки).

Предложенный подход, к получению нерасщепленных кристаллов, был экспериментально проверен нами на примере смешанных кристаллов в системах  $\text{NH}_4\text{H}_2\text{PO}_4 - \text{KH}_2\text{PO}_4$  ( $\Delta a=0.029 \text{ \AA}$ ,  $\Delta c=0.575 \text{ \AA}$ ) и  $\text{NaI} - \text{NaBr}$  ( $\Delta a=0.491 \text{ \AA}$ ). При выращивании таких кристаллов традиционными методами невозможно получить нерасщепленные кристаллы из растворов во всем диапазоне соотношения компонентов (De-Gao et al., 2009; Rajesh et al., 2013). В то же время, с использованием подходов минимизирующих влияние композиционной неоднородности, нами были выращены и исследованы нерасщепленные кристаллы из растворов с соотношением компонентов вплоть до  $\text{ADP}:\text{KDP}=60:40$  вес.% (Bocharov et al., 2016) и в системе  $\text{NaI} - \text{NaBr}$  с соотношениями компонентов, отвечающим границам несмесимости (Bocharov et al., 2018). При этом было установлено, что увеличение доли противоположного компонента в растворе требует увеличения скорости перемешивания раствора (или снижения скорости роста) для получения нерасщепленных кристаллов.

Получение нерасщепленных кристаллов в системах  $\text{NH}_4\text{H}_2\text{PO}_4 - \text{KH}_2\text{PO}_4$  и  $\text{NaI} - \text{NaBr}$  показывает, что и в природных процессах, при определенных условиях, могут формироваться нерасщепленные кристаллы в системах с большой разницей параметров элементарной ячейки. Так, например, обнаружение нерасщепленных смешанных кристаллов ряда родохрозит-кальцит или нерасщепленных кристаллов ряда пироморфит-ванадинит должно свидетельствовать, что подобные кристаллы выросли в условиях низкой величины движущей силы и активной гидродинамике раствора. При этом чем больше разница параметров элементарной ячейки крайних членов ряда (или выше концентрация примеси, в случае несовершенного изоморфного ряда) тем меньшие величины движущей силы и большие скорости движения раствора требуются для формирования нерасщепленных (или неблокованных) кристаллов.

*Работа поддержана грантом РФФИ (№ 16-29-11727) и проведена с использованием оборудования РЦ «РДМИ», «Геомодель», «ОиЛМИ» СПбГУ.*

## Литература

- Glikin A. E. Polymineral-metasomatic crystallogenesi. Springer Verlag, 2009. 312 p.
- Glikin A.E., Kryuchkova L.Y., Taratin N.V. and Plotkina Y.V. Micromosaic distribution of the components and peculiarities of mixed crystal origin in solutions. Doklady Earth Sciences 433, 2010. p. 894–896.
- Vasilyeva N.A., Grigoryeva M.S., Grebenev V.V. and Voloshin A.E. Growth and properties of mixed  $\text{K}_2\text{Ni}_x\text{Co}_{1-x}(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$  crystals. Crystallography Reports 58, 2013. p. 646–650.
- Goncalves M.A. and Prieto M. Development of compositional patterns during the growth of solid solutions from aqueous solutions: a cellular automaton simulation. Crystal Growth and Design 14, 2014. p. 2782–2793.
- De-Gao Z., Bing T., Shu-Hua W., Xue-Jun J., Ming Li, Lin-Xiang He, Wan-Xia H. Growth and characterization of  $\text{K}_{1-x}(\text{NH}_4)_x\text{H}_2\text{PO}_4$  mixed crystals onto z-cut point seeds. Crystal Research and Technology 44, 2009. p. 925–929.
- Rajesh P., Ramasamy P., Bhagavannarayana G. Growth of ADP–KDP mixed crystal and it's optical, mechanical, dielectric, piezoelectric and laser damage threshold studies. Journal of Crystal Growth 362, 2013. p. 338–342.
- Bocharov S.N., Kryuchkova L.Yu. and Saveliyev S.O. Approaches to growing large mixed monocrystals in  $\text{NH}_4\text{H}_2\text{PO}_4 - \text{KH}_2\text{PO}_4$  system. Industrial Crystallization, ed. H. Lorenz and H. Buchholz, Cuvillier Verlag, Gottingen, Germany, 2016. p. 252–258.
- Bocharov S.N., Kryuchkova L.Yu. and Vikharev A.E. Growth of large mixed single crystals in the  $\text{NaI} - \text{NaBr} - \text{H}_2\text{O}$  system. Industrial Crystallization, ed. G. Coquerel, Yo. Cartigny and N. Couvrat, Universitaires de Rouen et du Havre, France, 2018. p. 162–168.

Бритвин С.Н.<sup>1,2</sup>, Пеков И.В.<sup>3</sup>, Кржижановская М.Г.<sup>1</sup>, Агаханов А.А.<sup>4</sup>,  
Тернес Б.<sup>5</sup>, Шюллер В.<sup>6</sup>, Чуканов Н.В.<sup>7</sup>

<sup>1</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия, sergei.britvin@spbu.ru

<sup>2</sup>Кольский научный центр РАН, Апатиты, Россия

<sup>3</sup>Московский государственный университет, Москва, Россия

<sup>4</sup>Минералогический музей РАН, Москва, Россия

<sup>5</sup>Майен, Германия

<sup>6</sup>Аденау, Германия

<sup>7</sup>Институт проблем химической физики, Черноголовка, Россия

## САМАРСКИТ-(Y), $YFe^{3+}Nb_2O_8$ : ИСТОРИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И КРИСТАЛЛОХИМИЯ НИОБАТА СО СТРУКТУРОЙ ДВОЙНОГО ВОЛЬФРАМИТА

Самарскит-(Y) – один из первых известных редкоземельных минералов, из которого были выделены и открыты три новых химических элемента – самарий, гадолиний и европий. Минерал был описан в 1839 году Густавом Розе из Блюмовской копи Ильменских гор на Урале, и назван в честь В.Е. Самарского-Быховца, начальника Российского корпуса горных инженеров (Rose, 1839). История открытия самарскита детально изложена в работах Пекова (1998) и Полякова (2000). Самарскит-(Y) является типичным аксессуарным минералом ниобий-иттрий-фтористых пегматитов, поэтому его химический состав детально исследовался (Ercit, 2005). Однако кристаллическая структура самарскита оставалась неизвестной из-за метамиктного состояния минерала, содержащего большое количество U и часто – Th. По этой причине, химическая формула самарскита-(Y) принята КНМ ММА в виде  $ABO_4$  где  $A = (Y, Ln, Ca, Fe, U)$ ,  $B = (Nb, Ti, Ta)$  (Hanson et al., 1999).

При изучении минералогии вулканического района Eifel (Rhineland-Palatinate, Germany), авторами настоящего исследования были встречены хорошо образованные кристаллы самарскита-(Y) в пустотах нозеанового санидинита палеовулкана Laacher See. Благодаря весьма молодому (плейстоценовому) возрасту, самарскит из Германии оказался кристаллическим (не метамиктным), что позволило расшифровать его кристаллическую структуру. Она оказалась производной от структуры вольфрамитов ( $Fe, Mn$ ) $WO_4$  (Britvin et al., 2019). Самарскит-(Y) представляет собой первый известный ниобат, относящийся к структурному семейству слоистых двойных вольфрамитов (двойных вольфрамитов)  $AMW_2O_8$ . Для подтверждения полученных данных был проведен обзор литературы по самарскиту из Блюмовской копи, выявивший отсутствие достоверных химических анализов минерала из типового месторождения. Метамиктный самарскит-(Y) из типового месторождения был повторно исследован нами методами микронзондового и термоанализа, порошковой дифрактометрии. Как и неметамиктный кристалл из месторождения Laacher See, метамиктный образец демонстрирует те же видообразующие составляющие и идеально соответствует стехиометрии катион-упорядоченного самарскита с формулой  $YFe^{3+}Nb_2O_8$ .

В кристаллической структуре самарскита-(Y) обнаружен особый тип катионного упорядочения, ранее не встречавшийся в структурах природных или синтетических ниобатов и танталатов. Структура самарскита-(Y) может быть получена из кристаллической структуры вольфрамитов  $Fe^{2+}W^{6+}O_4$  путем следующих трансформаций: (1) плоские слои зигзагообразных цепей из октаэдров  $[WO_6]$  заменяем топологически идентичными слоями из октаэдров  $[NbO_6]$ ; (2) каждый второй слой  $[NbO_6]$  зеркально отображаем в плоскости (001); (3) каждый второй слой из зигзагообразных цепей октаэдров  $[FeO_6]$ , заменяем бесконечным перфорированным слоем квадратных антипризм  $[YO_8]$ , соединенных через вершины. Полученная последовательность слоев  $-[AO_8]-[BO_6]-[MO_6]-[BO_6]-$  приводит к общей формуле  $AMB_2O_8$ , где  $A = Y, Ln, Th, U^{4+}, Ca$ ;  $M = Fe^{3+}, Mn^{2+}$ ;  $B = Nb, Ta, Ti, W, Zr$  (видообразующие элементы помечены жирным шрифтом). Таким образом, для минералов группы самарскитов мы предлагаем формулу  $AMB_2O_8$ , которая позволяет сохранить соответствие обозначений катионных позиций, принятых для других групп тантало-ниобатов (Ercit, 2005). В результате чередования слоев элементарная ячейка самарскита-(Y) удваивается вдоль оси  $a$  по сравнению с ячейкой архетипа вольфрамитовой структуры. Чередование слоев, реализованное в структуре самарскита-(Y), не было описано для ниобатов и танталатов, но представлено в структурно подобных слоистых вольфраматах и молибдатах. Основные схемы замещения в самарските-(Y) можно представить следующим образом:  ${}^B Nb^{5+} \leftrightarrow {}^B Ta^{5+}$ ,  ${}^A Y^{3+} \leftrightarrow {}^A HREE^{3+}$ ,  ${}^A Ca^{2+} + {}^A U^{4+} \leftrightarrow 2{}^A (Y, Ln)^{3+}$ ,  ${}^A U^{4+} + {}^B Ti^{4+} \leftrightarrow {}^A (Y, Ln)^{3+} + {}^B Nb^{5+}$  или  ${}^A U^{4+} + {}^M (Fe, Mn)^{2+} \leftrightarrow {}^A (Y, Ln)^{3+} + {}^M Fe^{3+}$ .

Идеализированная формула конечного члена ряда самарскит-(Y) структур может быть записана как  $YFe^{3+}Nb_2O_8$ . Для четырех других минералов, относящихся к группе самарскитов, упрощенные формулы могут быть получены по аналогии. Недавно обнаруженный минерал экебергит,  $ThFeNb_2O_8$  (Kjellman et al., 2018), на основании его химической формулы и параметров элементарной ячейки также следует отнести к группе самарскитов. Около 180 лет попытки определить «домитамиктное» структурное состояние самарскита-(Y) оставались безуспешными. Полученные результаты вносят существенный вклад в минералогию и петрологию группы самарскитов в целом. Кристаллохимические критерии однозначно объясняют хорошо известные тенденции предпочтительного накопления Th, U и РЗЭ в самарските, но не в

химически сходных минералах группы вольфрамита и водгинита (Ercit, 2005). Настоящая работа, наряду с недавно опубликованными статистическими данными о минералах группы самарскитов (Kjellman, 2017), может послужить основой для новой номенклатуры группы самарскитов, основанной на формуле  $AMB_2O_8$ , с акцентом на упорядоченное распределение крупных ( $A$ ) и двух- или трехвалентных ( $M$ ) катионов среднего размера.

Результаты данной работы были одобрены Комиссией по новым минералам, номенклатуре и классификации, Международной минералогической ассоциацией (предложение о голосовании 18-J; Меморандум 90-FH / 18 от 05 декабря 2018 года).

Дифракционные исследования проведены в ресурсном центре СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследований».

## Литература

Поляков В.О. Самарскит. В книге: Юшкин, Н.П., Минералогия Урала. Ч. 1. Оксиды и гидроксиды. Миасс-Екатеринбург, 2000.

Britvin S.N., Pekov I.V., Krzhizhanovskaya M.G., Agakhanov A., Ternes B., Schüller W., Chukanov N.V. Redefinition and crystal chemistry of samarskite-(Y),  $YFe^{3+}Nb_2O_8$ : cation-ordered niobate structurally related to layered double tungstates // *Physics and Chemistry of Minerals*. 2019. DOI: 10.1007/s00269-019-01034-0.

Ellsworth H.V. A mineral related to samarskite from the Woodcox Mine, Hybla, Ontario. *American Mineralogist*. 1928. Vol. 13. p. 63–65.

Ercit T.S. Identification and alteration trends of granitic-pegmatite-hosted (Y,REE,U,Th)-(Nb,Ta,Ti) oxide minerals: a statistical approach // *Canadian Mineralogist*. 2005. Vol. 43. p. 1291–1303.

Hanson S.L., Simmons W.B., Falster A.U., Foord E.E., Lichte F.E. Proposed nomenclature for samarskite-group minerals: new data on ishikawaite and calciosamarskite // *Mineralogical Magazine*. 1999. Vol. 63. p. 27–36.

Kimura, K. Ishikawaite: a new mineral from Ishikawa, Iwaki // *Journal of the Geological Society (Tokyo)*. 1922. Vol. 29. p. 316–320.

Kjellman, J.  $ABC_2O_8$  – a new look on the crystal chemistry and classification of samarskite group minerals // PEG2017: Proceedings of 8th International Symposium on Granitic Pegmatites. 2017. p. 64–67.

Kjellman, J., Pay Gómez, C., Lazor, P., Majka, J., Stanley, C., Najorka, J. Ekebergite, IMA 2018-088. IMA CNMNC Newsletter 46 // *European Journal of Mineralogy*. 2018. Vol. 30. p. 1181–1189.

Palache C., Berman H., Frondel C. *The System of Mineralogy, Volume I*. 7th ed. John Wiley and Sons, New York, 1944.

Pekov I.V. *Minerals First Discovered on the Territory of the Former Soviet Union*. OP: Moscow, 1998.

Rose G. Beschreibung einiger neuen Mineralien des Urals // *Annalen der Physik*. 1839. Vol. 124. s. 551–573.

Simmons W.B., Hanson S.L., Falster A.U. Samarskite-(Yb): A new species of the samarskite group from the Little Patsy pegmatite, Jefferson County, Colorado // *Canadian Mineralogist*. 2006. Vol. 44. p. 1119–1125.

---

**Бронзова Ю.М., Франк-Каменецкая О.В., Верещагин О.С., Золотарев А.А.**

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия, y.bronzova@spbu.ru

## ХИМИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ Li-Al-ТУРМАЛИНОВ

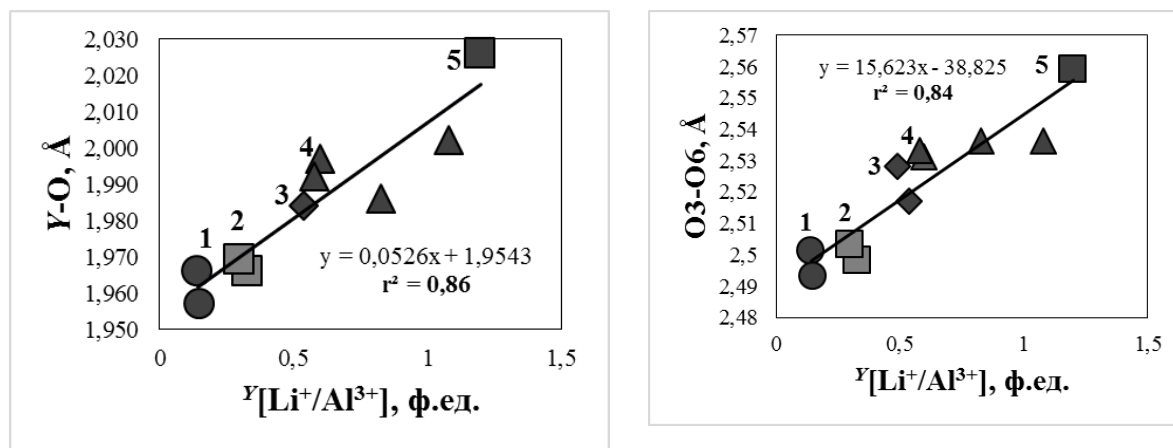
Кристаллическая структура турмалина (пр. гр.  $R3m$ ) хорошо изучена (Gorskaya et al., 1982; Rozhdestvenskaya et al., 2005; Ertl et al., 2010; Vereshchagin et al., 2014; Bosi, 2018 и др.). В соответствии с многочисленными ионными замещениями общая формула турмалина может быть записана в следующем виде:  ${}^{[9]}X^{[6]}Y_3{}^{[6]}Z_6[{}^{[4]}T_6O_{18}][{}^{[3]}BO_3]_3V_3W$  ( $X = Na^+, Ca^{2+}, K^+, \square$ ;  $Y = Li^+, Al^{3+}$  и др.;  $Z = Al^{3+}$  и др.;  $T = Si^{4+}, Al^{3+}, B^{3+}$ ;  $V = B^{3+}$ ;  $V = OH^-, O^{2-}$ ;  $W = OH^-, F^-, O^{2-}$ ). Закономерности сложных изоморфных замещений и связанных с ними деформаций структуры турмалина являются предметами постоянной научной дискуссии (Ertl et al., 2002; Vereshchagin et al., 2014; Bosi, 2018). В настоящее время в структурной базе данных неорганических соединений ICSD находятся сведения около 200 определений кристаллической структуры турмалина, что позволяет изучать химические деформации турмалинов различного состава.

Оценку химических деформаций в Li-Al- турмалинах (оленинов, росманитов, эльбаитов, даррелгенриитов и фторлидиккоатитов), проводили с использованием данных о кристаллических структурах (11 определений) с содержанием примесей ( $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Mn^{3+}$ ,  $Ti^{4+}$ ) в Y-позиции не более 0.05 единиц в кристаллохимической формуле. Анализировали параметры элементарной ячейки, длины связей в

полиэдрах, а также известные соотношения характеристик искаженности полиэдров (Ertl et al., 2002). Связи «состав-структура» выявляли с использованием корреляционного анализа ( $r^2 \geq 0.56$ ).

Данные корреляционного анализа показали, что увеличение содержания катионов  $\text{Li}^+$  в  $\text{YO}_6$ -октаэдре сопровождается увеличением содержания анионов  $\text{F}^+$  в  $W$ -позиции и уменьшением содержания катионов  $\text{B}^{3+}$  в  $\text{TO}_4$ -тетраэдре, что необходимо учитывать при анализе химических деформаций.

Как и следовало ожидать, из соотношения ионных радиусов ( $R^{\text{VI}}_{\text{Al}} = 0.53 \text{ \AA}$ ,  $R^{\text{VI}}_{\text{Li}} = 0.76 \text{ \AA}$ ), увеличение соотношения  $\text{Li}^+/\text{Al}^{3+}$  в  $\text{YO}_6$ -октаэдре приводит к увеличению его размера (см. рис. а). Увеличение длины связи  $Y\text{-O1}$  по мере увеличения содержания анионов  $\text{F}^+$  в  $W$ -позиции хорошо объясняется прямой связью между содержанием фтора и лития и указывает на то, что влияние  $\text{Li}^+$  на структурные параметры преобладает. Увеличение соотношения  $\text{Li}^+/\text{Al}^{3+}$  в  $\text{YO}_6$ -октаэдре, также приводит к увеличению длины общего ребра  $\text{O3-O6}$  между  $\text{YO}_6$ - и  $\text{ZO}_6$ -октаэдрами и, как следствие, незначительному уменьшению искаженности  $\text{ZO}_6$ -октаэдра. Более сильная обратная связь проявляется между искаженностью  $\text{ZO}_6$ -октаэдра и средним размером  $\text{YO}_6$ -октаэдра. Длины связи с общим вершинным кислородом  $\text{O6}$  ( $Y\text{-O6}$  и  $Z\text{-O6}$ ) также находятся между собой в обратной зависимости.



**Рис.** Влияние соотношения  $\text{Li}^+/\text{Al}^{3+}$  в  $\text{YO}_6$ -октаэдре на структурные характеристики турмалина: а) средний размер  $\text{YO}_6$ -октаэдра; б) общее ребро  $\text{O3-O6}$  между  $\text{YO}_6$ - и  $\text{ZO}_6$ -октаэдрами; Цифрами обозначены: 1 – оленит, 2 – россманит, 3 – дареллгенриит, 4 – эльбаит, 5 – фторлидиккоатит.

Размер  $\text{TO}_4$ -тетраэдров уменьшается по мере увеличения содержания катионов  $\text{B}^{3+}$ , что хорошо объясняется соотношением соответствующих ионных радиусов ( $R^{\text{VI}}_{\text{B}} = 0.11 \text{ \AA}$ ,  $R^{\text{VI}}_{\text{Si}} = 0.26 \text{ \AA}$ ). Линейная и угловая искаженности  $\text{TO}_4$ -тетраэдров увеличиваются по мере увеличения среднего размера  $\text{YO}_6$ -октаэдра и уменьшается с ростом длины связи  $T\text{-O6}$ , которая находится в обратной зависимости от соотношения средних размеров  $\text{YO}_6$ - и  $\text{ZO}_6$ -октаэдров (см. рис. б), связанных с  $\text{TO}_4$ -тетраэдром через общий атом кислорода  $\text{O6}$ .

Отличительной особенностью анализируемых  $\text{Li-Al}$ -турмалинов является существенное влияние на их параметры элементарной ячейки не только размеров октаэдров (преимущественно  $\text{YO}_6$ ), но и  $\text{TO}_4$ -тетраэдров, на геометрию которых существенно влияет присутствие катионов  $\text{B}^{3+}$ .

Результаты проведенного анализа показали, что увеличение содержания катионов  $\text{Li}^+$  в  $\text{YO}_6$ -октаэдре приводит не только к увеличению его размера, но и к изменению степени искаженности  $\text{ZO}_6$ -октаэдра и  $\text{TO}_4$ -тетраэдра, что связано со смещением атома кислорода  $\text{O6}$ , являющегося общей вершиной  $Y$ ,  $Z$  и  $T$  – полиэдров, которое приводит к увеличению расстояний  $Y\text{-O6}$ ,  $\text{O3-O6}$  и соответствующему уменьшению расстояний  $Z\text{-O6}$ ,  $T\text{-O6}$ .

## Литература

- Bosi F. Tourmaline crystal chemistry. Am Mineral. Vol. 103. 2018. P. 298-306
- Ertl A., Hughes J.M., Pertlik F., Foit F.F.Jr., Wright S.E., Brandstätter F., Marler B. Polyhedron distortions in tourmaline // Can Mineral. Vol. 40. 2002. P. 153–162
- Ertl A., Rossman G.R., Hughes J.M., London D., Wang Y., O'Leary J.A., Dyar M.D., Prowatke S., Ludwig T., Tillmanns E. Tourmaline of the elbaite-schorl series from the Himalaya mine, Mesa Grande, California: a detailed investigation // Amer Mineral. Vol. 95. 2010. P. 24-40
- Gorskaya M.G., Frank-Kamenetskaya O.V., Rozhdestvenskaya I.V., Frank-Kamenetskii V.I. Refinement of the crystal structure of Al-rich elbaite and some aspects of the crystal chemistry of tourmalines // Sov. Phys. Crystallogr. Vol. 27. 1982. P. 63-66
- Rozhdestvenskaya I.V., Frank-Kamenetskaya O.V., Zolotarev A.A., Bronzova Yu.M., Bannova I.I. Refinement of the crystal structures of three fluorine-bearing elbaite // Cryst Rep. Vol. 50. 2005. P. 907–913

## КРИСТАЛЛОХИМИЯ И СТРУКТУРНАЯ СЛОЖНОСТЬ ВТОРИЧНЫХ МИНЕРАЛОВ УРАНА И ИХ СИНТЕТИЧЕСКИХ АНАЛОГОВ

В течение последних двадцати лет структурная химия актинид-содержащих соединений претерпевала непрерывное развитие. Несмотря на глубокую изученность, на кристаллохимической карте соединений урана, не говоря уже о трансурановых элементах, осталось довольно много белых пятен. Особое внимание в эти годы уделялось соединениям уранила, содержащим оксоанионы шестивалентных катионов (S, Mo, Cr, Se), в связи с их важностью с точки зрения минералогии и природопользования. Интересным является тот факт, что химия этих природных и синтетических соединений довольно сильно отличается. На сегодняшний день известны всего несколько изоструктурных сульфатов и селенатов уранила, считая природные и синтетические соединения, что указывает на возможность изоморфного  $Se^{6+} - S^{6+}$  замещения.

На сегодняшний день известно более 200 вторичных уран-содержащих минералов, которые демонстрируют большое разнообразие, обусловленное комбинаторными и топологическими возможностями взаимодействия основных структурных элементов (координационных полиэдров урана и тетраэдрических оксоанионов), что приводит к большому разнообразию топологических и геометрических изомеров.

В рамках данной работы была сделана попытка охарактеризовать и количественно оценить параметры топологической и структурной сложности для ряда наиболее представительных групп вторичного уранового минералообразования, включая карбонаты, селенаты, селениты и сульфаты уранила.

В качестве основного критерия метода оценки структурной сложности выступает количество шенноновской информации в битах на атом и на приведенную (примитивную) элементарную ячейку. Анализ сложности кристаллической структуры происходит поэтапно, путем составления лестничной диаграммы, ступени которой представляют собой этапы усложнения кристаллической структуры за счет различных факторов, среди которых можно выделить: топологическую (идеализированную – максимальную по симметрии) сложность основного структурного мотива (уранил-сульфатной структурной единицы), структурную (исходя из реальной симметрии) сложность мотива, фактор упаковки (например, для слоистых структур – число слоев в элементарной ячейке), сложность промежуточной структуры (для слоистых структур – это межслоевой комплекс), вклад от системы водородных связей (позиции атомов водорода для гидратированных структур).

В результате были рассчитаны параметры сложности кристаллических структур уранил-содержащих минералов, на основании чего было выдвинуто предположение об устойчивости и стабильности комплексов в условиях окружающей месторождения среды. Сложность структурных комплексов существенно варьируется и в значительной степени зависит от относительной плотности слоя (цепочки или островного кластера), которая, в свою очередь, зависит от связности координационных полиэдров серы и урана: чем выше связность (через общие вершины или ребра) внутри комплекса, тем реализуется его более высокая плотность, и тем выше значения параметров сложности. Двухсвязная организация тетраэдров (связывание с полиэдрами урана через две вершины), обеспечивает более легкое возможное вращение этих групп, что делает структуру менее стабильной. Напротив, трехсвязное расположение имеет меньшую степень свободы и, следовательно, такой структурный тип становится более устойчивым. Распределение параметров сложности подтверждает это наблюдение. Большинство рассматриваемых минералов имеют реальную симметрию U-содержащих структурных комплексов, значительно ниже топологической симметрии, а это означает, что сложность структурных фрагментов определяется главным образом катионами и молекулами  $H_2O$ , расположенными в межслоевом пространстве.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 18-17-00018) и гранта Президента РФ для ведущих научных школ НШ-3079.2018.5.*

---

Доливо-Добровольский Д.В.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия, doliva@inbox.ru

## ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДОВ ОПТИМИЗАЦИИ ДЛЯ АВТОМАТИЧЕСКОЙ ИДЕНТИФИКАЦИИ МИНЕРАЛЬНЫХ ФАЗ ПО ИХ ХИМИЧЕСКИМ СОСТАВАМ

С широким внедрением вычислительной техники и появлением обширных минеральных баз данных в электронном виде возникла и проблема автоматической идентификации минералов по их химическим

составам. За несколько десятилетий был предложен ряд существенно различающихся методов решения этой задачи. Наиболее распространённым подходом, нашедшим практическое применение, является поиск рентгеновских спектров/составов в базах данных по известным веществам, наиболее близких к спектру/составу исследуемого вещества (например, Harding, 2002). При этом базы данных либо являются коллекциями спектров индивидуальных веществ или их составов, по которым моделируются синтетические спектры (Statham, 2006), либо содержат данные по диапазонам содержаний элементов в веществах (Smith, Leibovitz, 1986; Haberlahetal., 2011). Наиболее существенными недостатками подхода являются:

1. Несистематическое заполнение баз данных, приводящее к их неполноте в одних случаях и избыточности в других. Особенно уязвимы в этом отношении простые коллекции спектральных данных, обладающие высокой степенью дискретности.
2. Неудовлетворительный учёт изоморфных замещений и отсутствие адекватных ограничений на содержания элементов в случаях гетеровалентного изоморфизма приводит к неоправданному расширению пространств составов веществ, что отрицательно сказывается на однозначности идентификации.
3. Высокая степень произвольности критериев близости исследуемого состава к эталонам.

Другой подход основан на применении современных информационных технологий, например – самообучающихся алгоритмов построения дерева принятия решений (Akkaşetal., 2015) и аппарата нечёткой логики (Иванов, 2016). Первые из них пока что не выходят за рамки экспериментальных демонстрационных разработок с использованием тестовых баз данных, содержащих лишь по несколько наиболее распространённых минералов; необходимость же обучения алгоритмов на больших массивах данных препятствует созданию баз данных, пригодных для практического применения. Общей чертой этих алгоритмов, оперирующих наборами абстрактных коэффициентов, является крайняя затруднённость (или невозможность) анализа процессов принятия решений, что превращает их в «чёрные ящики» и существенно снижает научную значимость.

Предлагаемый в данной работе третий подход свободен от всех перечисленных выше недостатков. Задачу идентификации минеральных фаз предлагается решать в совокупности с другой не менее важной и полезной задачей: поиска оптимального разложения измеренного химического состава минерала-твёрдого раствора на мольные доли слагающих его компонентов с помощью одного из оптимизационных методов: квадратичного программирования, в котором квадратичная форма целевой функции (используемая в методе наименьших квадратов) сочетается с неотрицательностью корней (вычисляемых мольных долей), присущей линейному симплекс-методу. Несмотря на свою высокую эффективность, этот метод редко используется в естественнонаучных вычислениях из-за большой трудоёмкости написания устойчиво работающих алгоритмов и сложности в поиске готовых некоммерческих реализаций. Автору известна только одна работа, в которой сходная по сути задача пересчёта химического состава горной породы на минеральный решается сильно упрощённым вариантом метода квадратичного программирования (Ткачёв, Пунегов, 1980). В настоящей работе используется продвинутый, устойчиво работающий вариант этого же алгоритма – метода Била (Beale, 1956), найденный в одной из старых публикаций (Künzietal., 1971).

Работа с методом начинается с корректной постановки задачи. Исходя из предположения, что экспериментальные данные обладают некоторыми погрешностями измерения содержаний химических элементов, целевую функцию (минимальное значение которой требуется найти) можно записать в виде:

$$Q(x_1, \dots, x_n) = \sum_{i=1}^m \frac{1}{\delta_i^2} \left( \sum_{j=1}^n c_{ij} x_j - y_i \right)^2$$

где  $m$  – число элементов,  $n$  – число компонентов,  $c_{ij}$  – содержание  $i$ -го элемента в  $j$ -м компоненте,  $y_i$  – содержание  $i$ -го элемента в анализе,  $x_j$  – искомое содержание  $j$ -го компонента в модельном составе, аппроксимирующем сделанный анализ,  $\delta_i$  – погрешность определения  $i$ -го элемента. При отсутствии фактических данных о погрешностях определения элементов вместо них зачастую используют сами содержания. Однако, как верно отмечено в работе Ю.А. Ткачёва и А.И. Пунегова (1980), в этом случае слишком завышается роль элементов с малыми содержаниями, поэтому в качестве первого приближения лучше использовать коренную зависимость  $\delta_i \approx \sqrt{y_i}$ . Целевую функцию  $Q$  можно интерпретировать, как квадрат взвешенного среднеквадратичного расстояния от точки химического анализа до ближайшего модельного стехиометрически корректного состава минерала и использовать в качестве критерия для идентификации, предполагая, что для искомого минерала её значение должно оказываться минимальным. Таким образом, работа общего алгоритма идентификации состоит из двух этапов: на первом этапе с помощью элементарных логических операций из базы данных по составам минералов отсеиваются фазы, не отвечающие химическому анализу по качественному элементному составу, а на втором для оставшихся фаз производятся вычисления мольных долей компонентов с сортировкой результатов по увеличению значений целевой функции  $Q$ ; при этом в верхней части списка оказываются наиболее вероятные кандидатуры. Результаты работы алгоритма, включающие вычисленные мольные доли компонентов и невязки по отдельным химическим элементам, не вызывают затруднений в интерпретации и легко поддаются анализу.

Должно быть понятно, что в значительном ряде случаев однозначное определение минерала, исходя только из его химического состава, оказывается невозможным: как в случае полиморфных модификаций, так и при попадании анализов в область пересечения пространств стехиометрических составов различных минеральных фаз. Однако, чаще всего затруднения возникают при близких значениях среднеквадратичных расстояний от точек недостаточно качественных анализов до двух (или более) непересекающихся пространств составов, а также при недостаточно адекватных (в т.ч. неполных) описаниях минеральных фаз в базе данных. Очевидно, что первые три проблемы являются фундаментальными и присущи любым реализациям идентификационных алгоритмов, основанным только на химических составах минералов. Поэтому их нельзя считать (и пытаться сделать) полностью автоматическими: в конкретные реализации следует вводить возможность вмешательства человека на том или ином этапе, превращая их лишь в удобный вспомогательный инструмент. Например, одним из вариантов рутинного использования метода является предварительный отбор из базы данных только тех минералов, присутствие которых заранее предполагается в анализируемой породе, с дальнейшей быстрой обработкой большого массива аналитических данных только на основе этой небольшой выборки. Отдельные неопределённые анализы уже можно идентифицировать с помощью расширенных выборок.

В ходе разработки алгоритмов, форматов данных и интерфейсов взаимодействия с пользователями автором написана тестовая программа MoleFrasi составлена связанная с нею небольшая база данных, включающая 50 наиболее распространённых порообразующих минеральных фаз. Пробные запуски на реальных аналитических данных показали весьма высокую эффективность методики. Одновременно с этим предпринята успешная попытка составления полноценной рабочей базы данных, включающей все описанные к настоящему времени минералы. Для решения этой задачи было решено воспользоваться списками минералов, экспортируемыми с сайта проекта RRUFF (<http://truff.info/ima/>) и обрабатываемыми в специально написанной сервисной программе MinFormula. В частности, эта программа автоматически генерирует наборы компонентов для минералов переменного состава и проверяет в них баланс зарядов. При этом заметные затруднения были вызваны тем, что принятые IMAупрощённые формулы минералов записываются зачастую в нестрогом формате, препятствующем их программному разбору. Поэтому возникла необходимость в использовании более строгой модификации формата формул. Например, для титанита в базе данных используется запись

$\langle X \rangle (\text{Ca}, \text{Ca}, \text{Na}) 0.5 \langle Y \rangle [\text{Ti} (\text{Ti}, (\text{Nb}, \text{Ta}) \text{Al}) 0.5, \text{Fe} 3+, \text{Al}, \text{Sn}, \text{Zr}, \text{Nb}] 0.5 \langle T \rangle \text{Si} \langle O \rangle \text{O} 4.5 (\text{O}, \text{OH}) 0.5$ ,  
производящая 13 сбалансированных по зарядам компонентов.

В настоящее время работа над проектом активно продолжается. В частности, разрабатываются системы коэффициентов-ограничений и методов для решения классификационных задач.

*Работа выполняется при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 17-05-00265).*

## Литература

- Akkaş E., Akina L., Çubukçua H.E., Artuner H.* Application of Decision Tree Algorithm for classification and identification of natural minerals using SEM–EDS // *Computers & Geosciences*. 2015. v. 80. p. 38–48
- Beale E.M.L.* On quadratic programming // *Naval Research Logistics Quarterly*. 1956. v. 6. p. 227–243
- Goldfarb D., Idnani A.* A numerically stable dual method for solving strictly convex quadratic programs // *Mathematical Programming*. 1983. V. 27(1). p. 1–33
- Haberlah D., Owen M., Botha P.W.S.K., Gottlieb P.* SEM-EDS based protocol for subsurface drilling mineral identification and petrological classification // In: Broekmans, M.A.T.M. (Ed.), *Proceedings of the 10th International Congress for Applied Mineralogy (ICAM)*, 01-05 August 2011, Trondheim, Norway. 2011. p. 265–273
- Harding D.P.* Mineral identification using a scanning electron microscope // *Minerals & Metallurgical Processing*. 2002. v. 19(4). p. 215–219
- Künzi H.P., Tzschach H.G., Zehnder C.A.* Numerical methods of mathematical optimization: with ALGOL and FORTRAN programs. Corrected and augmented edition // *Computer science and applied mathematics (a series of monographs and textbooks)*. W. Rheinboldt (ed.). Academic Press. 1971. 220 p.
- Smith D.G.W., Leibovitz D.P.* MinIdent: a data base for minerals and a computer program for their identification // *Canadian Mineralogist*. 1986. V. 24(4). p. 695–708
- Statham P.J.* Method and Apparatus for Material Identification // Oxford Instruments Analytical Limited. 2006. PatentNo. US 20060291619 A1
- Иванов С.Д.* Система идентификации силикатных минералов по химическому составу на основе нечёткой логики // *Геофизические исследования*. 2016. Т. 17, № 4. С. 47–56
- Ткачёв Ю.А., Пунегов А.И.* Оптимальный пересчёт химического состава горной породы на минеральный // *Серия препринтов «Новые научные методики»*. Вып. 7. Коми филиал АН СССР. Сыктывкар. 1980. 50 с.

Золотарев А.А. мл.<sup>1</sup>, Кривовичев С.В.<sup>1,2</sup>, Яковенчук В.Н.<sup>2</sup>, Селиванова Е.А.<sup>2</sup>,  
Паниковский Т.Л.<sup>2</sup>, Пахомовский Я.А.<sup>2</sup>, Житова Е.С.<sup>3</sup>, Иванюк Г.Ю.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия, a.zolotarev@spbu.ru,

<sup>2</sup>Кольский научный центр РАН, Апатиты, Россия

<sup>3</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

## НОВЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ДАННЫЕ ТИТАНОСИЛИКАТОВ

Титаносиликаты – это обычно редкие акцессорные минералы щелочных пород. Сегодня описано достаточно большое количество минералов, относящихся к этому классу, и открытия новых минералов продолжают каждый год. Разнообразие минеральных видов связано с широким диапазоном вариации структурных модулей и различных схем катионного замещения, что в свою очередь определяется структурной и химической сложностью данных минералов. В докладе представлены новые структурные данные для трех природных титаносиликатов из щелочных массивов Кольского п-ва: шкатулкалиита, чирвинскиита, ильмайокита.

Шкатулкалиит  $\text{Na}_{10}\text{MnTi}_3\text{Nb}_3(\text{Si}_2\text{O}_7)_6(\text{OH})_2\text{F}\cdot 12\text{H}_2\text{O}$  – Ti-Nb-диортосиликат, относящийся к супергруппе сейдозерита (Sokolova, Samara, 2017) был открыт и описан в 1996 (Меньшиков и др., 1996), однако из-за плохого качества данных структура минерала решена не была. Структура шкатулкалиита была решена и уточнена нами в пространственной группе  $P2/m$  до  $R$ -фактора 8.00%. Параметры элементарной ячейки:  $a = 5.4638(19)$ ,  $b = 7.161(3)$ ,  $c = 15.573(6)$  Å,  $\beta = 95.750(9)^\circ$ ,  $V = 606.3(4)$  Å<sup>3</sup>,  $Z = 1$ . Основу структуры шкатулкалиита составляют *НОН* блоки, характерные для многих Ti-диортосиликатов (Sokolova, Samara, 2013), где *H* – гетерополиэдрический слой, состоящий из октаэдров Nb и полиэдров Na связанных с диортогруппами; *O*-слой – октаэдрический слой, состоящий из октаэдров Ti и Na. *НОН* – блоки разделены межслоевым пространством, заполненным катионами Na и молекулами воды. Опираясь на результаты изучения структуры и состава минерала скорректированную формулу шкатулкалиита можно записать в следующем общем виде  $\text{Na}_5(\text{Nb}_{1-x}\text{Ti}_x)_2(\text{Ti}_{1-y}\text{Mn}^{2+y})[\text{Si}_2\text{O}_7]_2\text{O}_2(\text{OH})_2\cdot n\text{H}_2\text{O}$ , где  $x + y = 0.5$  и  $x \approx y \approx 0.25$  (Zolotarev et al., 2018a).

Чирвинскиит  $(\text{Na,Ca})_{13}(\text{Fe,Mn,}\square)_2(\text{Ti,Nb})_2(\text{Zr,Ti})_3(\text{Si}_2\text{O}_7)_4(\text{OH,O,F})_{12}$  – новый Ti-Zr-диортосиликат описанный нами недавно (Yakovenchuk et al., 2019). Минерал триклинный, пространственная группа  $P-1$ , параметры элементарной ячейки  $a = 7.0477(5)$  Å,  $b = 9.8725(5)$  Å,  $c = 12.2204(9)$  Å,  $\alpha = 77.995(5)^\circ$ ,  $\beta = 82.057(6)^\circ$ ,  $\gamma = 89.988(5)^\circ$ ,  $V = 823.35(9)$  Å<sup>3</sup>,  $Z = 1$  ( $R_I = 0.074$ ). Основу структуры чирвинскиита составляют «стены» из цепочек реберно связанных октаэдров («octahedral walls») связанных с диортогруппами, схожими с модульными структурными элементами, используемыми для описания структур минералов группы вёлерита-куспидина (Biagioni et al., 2012). Два типа октаэдрических «стен» с шириной в 4 и 5 октаэдров, соответственно, объединяются между собой через дополнительную цепочку реберно связанных октаэдров, формируя зигзагообразный комплекс из октаэдрических «стен», на подобии «обойных» (wallpaper) структур боратов (Grice et al., 1999). Таким образом, чирвинскиит является новым минералом с новым типом «обойной» структуры.

Ильмайокит  $(\text{Na,Ce,Ba})_{10}\text{Ti}_5\text{Si}_{14}\text{O}_{22}(\text{OH})_{44}\cdot n\text{H}_2\text{O}$  – неустойчивый водный титаносиликат характерного ярко-желтого цвета (Буссен и др., 1972; Гойко и др., 1974). Вследствие неустойчивости минерала возникают объективные трудности изучения его различными аналитическими методами. Так ранее для ильмайокита были получены только частичные рентгенодифракционные данные, недостаточные для структурных исследований (Буссен и др., 1972; Anthony et al., 1995; Samara et al., 2010). Структура ильмайокита была решена и уточнена нами в пространственной группе  $C2/c$  до  $R$ -фактора 8.40% (Zolotarev et al., 2018b). Параметры элементарной ячейки:  $a = 35.908(5)$ ,  $b = 27.784(3)$ ,  $c = 33.126(4)$  Å,  $\beta = 96.494(3)^\circ$ ,  $V = 32836(7)$  Å<sup>3</sup>,  $Z = 96$ . Основу кристаллической структуры ильмайокита составляет сложный пористый титаносиликатный каркас, в котором кремнекислородные тетраэдры, объединяясь общими вершинами, образуют трехмерную постройку с ранее неизвестной топологией. Октаэдры TiO<sub>6</sub>, объединяясь по ребрам, формируют димеры, которые посредством кремнекислородных тетраэдров связываются в шестиядерные комплексы, в центре которых располагаются редкоземельные катионы. Два типа таких шестиядерных комплексов, в свою очередь, объединяются через сложный силикатный каркас в единую постройку, полости которого заполнены катионами Na<sup>+</sup>, Ba<sup>2+</sup> и молекулами H<sub>2</sub>O. Кристаллическую структуру ильмайокита можно назвать сверхсложной. Ее информационные параметры сложности (Krivovichev 2013, 2014) даже без учета атомов водорода составляют 7.827 бит/атом и 7106.506 бит/ячейку. Последняя величина превышает количество информации для паулингита (6766.998 бит/ячейку) и делает ильмайокит – минерал, известный с 1972 года, вторым по сложности минералом после юингита (Olds et al., 2017).

Работа выполнена при финансовой поддержке Гранта Президента РФ для ведущих научных школ НШ-3079.2018.5. Исследования проведены с использованием оборудования РЦ РДМИ и РЦ «Геомодель» Научного парка СПбГУ.



## Литература

- Буссен И.В., Ганнибал Л.Ф., Гойко Е.А., Мерьков А.Н. и Недорезова А.П. Ильмаюкит – новый минерал из Ловозерских тундр // ЗВМО. 101. 1. 1972. С. 75–79.
- Гойко Е.А., Буссен И.В., Ганнибал Л.Ф., Липатова Е.А. (1974). Дальнейшие изучение ильмаюкита // Уч. Зап. Ленингр. Гос. Унив. 378. 15. С.174–181.
- Меньшиков Ю.П., Хомяков А.П., Полежаева Л.И., Расцветаева Р.К. Шкатулкалит  $\text{Na}_{10}\text{MnTi}_3\text{Nb}_3(\text{Si}_2\text{O}_7)_6(\text{OH})_2\text{F}\cdot 12\text{H}_2\text{O}$  – новый минерал // ЗВМО. 125. 1. 1996. С. 120–126.
- Anthony J.W., Bideaux R.A., Bladh K.W., Nichols M.C. Handbook of Mineralogy. 1995. Vol. II. Silica, Silicates. Mineral Data Publishing, Tucson, Arizona.
- Biagioni C., Merlino S., Parodi G. C., Perchiazzi N. Crystal chemistry of minerals of the wöhlerite group from the Los Archipelago, Guinea // Can. Mineral. 50. 2012. P. 593–609.
- Cámara F., Bindi L., Tribaudino M., Vescovi F., Vacchi A. New data on ilmajokite // 89th SIMP meeting. 2010. 258.
- Grice J.D., Burns P.C., Hawthorne F.C. Borate minerals. II. A hierarchy of structures based upon the borate fundamental building block // Can. Mineral. 37. 1999. P. 731–762.
- Krivovichev S.V. Structural complexity of minerals: information storage and processing in the mineral world // Mineralogical Magazine. 77. 2013. P. 275–326.
- Krivovichev S.V. Which Inorganic Structures are the Most Complex? // Angewandte Chemie. 53. 2014. P. 654–661.
- Olds T.A., Plášil J., Kampf A.R., Simonetti A., Sadergaski L.R., Chen Y.S., Burns P.C. Ewingite: Earth's most complex mineral // Geology. 45. 2017. P. 1007–1010.
- Sokolova E., Cámara F. From structure topology to chemical composition; XVI, New developments in the crystal chemistry and prediction of new structure topologies for titanium disilicate minerals with the TS block // Can. Mineral. 51. 2013. P. 861–891.
- Sokolova E., Cámara F. The seidozerite supergroup of TS-block minerals: nomenclature and classification, with change of the following names: rinkite to rinkite-(Ce), mosandrite to mosandrite-(Ce), hainite to hainite-(Y) and innelite-1T to innelite-1A // Mineral. Magazine. 81. 2017. P. 1457–1484.
- Yakovenchuk V.N., Pakhomovsky Y.A., Panikorovskii T.L., Zolotarev A.A., Mikhailova J.A., Bocharov V.N., Krivovichev S.V., Ivanyuk G.Y. Chirvinskyite,  $(\text{Na,Ca})_{13}(\text{Fe,Mn},\square)_2(\text{Ti,Nb})_2(\text{Zr,Ti})_3(\text{Si}_2\text{O}_7)_4(\text{OH},\text{O},\text{F})_{12}$ , a New Mineral with a Modular Wallpaper Structure, from the Khibiny Alkaline Massif (Kola Peninsula, Russia) // Minerals. 9. 2019. P. 219.
- Zolotarev A.A. Jr., Selivanova E.A., Krivovichev S.V., Savchenko Y.E., Panikorovskii T.L., Lyalina L.M., Pautov L.A., Yakovenchuk V.N. Shkatulkalite, a Rare Mineral from the Lovozero Massif, Kola Peninsula: A Re-Investigation // Minerals. 8. 2018a. P. 303.
- Zolotarev A.A., Krivovichev S.V., Zhitova E.S., Leoni M., Lyalina L.M. The crystal structure and structural complexity of ilmajokite // Abstracts of the 22nd IMA Meeting, Melbourne. 2018b. P. 244.

---

**Изатулина А.Р., Франк-Каменецкая О.В., Гуржий В.В., Кузьмина М.А., Зеленская М.С.**  
Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия, [alina.izatulina@mail.ru](mailto:alina.izatulina@mail.ru)

### КРИСТАЛЛОХИМИЯ ПРИРОДНЫХ И СИНТЕТИЧЕСКИХ ОКСАЛАТОВ ДВУХВАЛЕНТНЫХ КАТИОНОВ

Оксалатные минералы (соли щавелевой кислоты) составляют большую группу органических минералов. Оксалатные минералы содержат различные катионы: щелочные, щелочноземельные, переходные и редкоземельные элементы. Особенностью данной группы природных соединений является то, что они сочетают в себе наряду с привычными неорганическими координационными комплексами органическую составляющую – радикал щавелевой кислоты. Важную роль в структуре этих соединений играют молекулы воды. Оксалатные минералы образуются при контакте горных пород с грунтовыми водами, содержащими растворенные продукты жизнедеятельности птиц и летучих мышей. Также источником щавелевой кислоты является целый ряд лишайников и бактерий, находящихся непосредственно в контакте с горными породами, что также приводит к образованию оксалатов. На сегодняшний день известно 18 минеральных видов, в состав которых входят оксалат-ионы. В рамках данной работы были изучены оксалаты кальция (каоцит ( $\text{CaC}_2\text{O}_4\cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ), уэдделлит ( $\text{CaC}_2\text{O}_4\cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) и уэвеллит ( $\text{CaC}_2\text{O}_4\cdot \text{H}_2\text{O}$ )), а также оксалаты группы гумбольдина ( $M^{2+}(\text{C}_2\text{O}_4)\cdot 2\text{H}_2\text{O}$  ( $M = \text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg}$ )).

Минералообразование гидратов оксалата кальция представляет интерес для минералогии, медицины и защиты памятников культурного наследия. Одноводный и двухводный оксалаты кальция являются наиболее часто встречающимися компонентами почечных камней человека (55%-75% в зависимости от региона). Каоксит встречается в составе почечных камней очень редко, но по данным некоторых исследователей может служить прекурсором образования двухводного и одноводного оксалатов кальция. С использованием монокристалльных и порошковых рентгеновских методов была описана довольно сложная эволюция структуры и состава кристаллических фаз оксалатов кальция в широком интервале температур. Основные тенденции кристаллохимической эволюции можно охарактеризовать следующим образом: снижение количества молекул воды в соединениях увеличивает размерность структурных комплексов (от димеров и цепочек до слоистых структур), а также увеличивает плотность слоистых структур. В результате исследований установлено, что уэвеллит следует рассматривать как наиболее стабильную кристаллическую фазу в атмосферных условиях окружающей среды среди гидратов оксалатов кальция. Уэделлит и каоксит превращаются в уэвеллит в результате дегидратации со временем и / или при нагревании. В ходе монокристалльного исследования при нагревании были впервые структурно охарактеризованы два оксалата кальция:  $\alpha$ - $\text{CaC}_2\text{O}_4$  и новая модификация моногидрата оксалата кальция, причем последняя была получена впервые. Сравнение результатов ТГА и рентгеновских экспериментов показало, что фазовый переход, вызванный дегидратацией, происходит в относительно большом температурном диапазоне и сильно зависит от скоростей нагрева. Фазовый переход может занять от нескольких минут (при самых высоких температурах) или может длиться года при более низких значениях (например, при комнатной температуре). Таким образом, фазовые переходы гидратов оксалатов кальция могут происходить со временем при температуре человеческого тела, что оказывает значительное влияние на здоровье человека.

Результаты исследования биомиметических аналогов минералов группы гумбольдтина (гумбольдтин, глушенскит и линдбергит), полученных при воздействии микроскопических грибов *Aspergillus niger* на поверхность ряда породообразующих минералов (биотит, пирротин, сидерит, тодорокит, кутногорит и магнезит), показали, что оксалатные минералы можно рассматривать как твердый раствор с общей формулой  $(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn})\text{C}_2\text{O}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ . Вариации состава сказываются на незначительном изменении кристаллохимических характеристик. Так, например, увеличение соотношения  $\text{Mn}/\text{Mg}$  приводит к сжатию октаэдрических цепочек и, как следствие, уменьшению параметра  $b$ .

По данным проведенного исследования структура биомиметического фалоттаита ( $\text{MnC}_2\text{O}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ) идентична ранее исследованной структуре трехводного оксалата марганца, полученного химическим методом из водного раствора  $\text{MnCO}_3$  и щавелевой кислоты. Близость кристаллического строения трехводного оксалата марганца фалоттаита и двухводного оксалата марганца линдбергита свидетельствует о возможности образования последнего путем дегидратации трехводного. Порошковое терморентгенографическое исследование трехводного оксалата марганца, фалоттаита, показало, что его превращение в двухводный оксалат марганца линдбергит происходит в узком интервале температур между 80 и 100°C. В интервале температур от 100 до 110°C происходит процесс аморфизации. Двухводный оксалат марганца, линдбергит, сохраняется до 100°C, с 110°C на рентгенограммах появляются пики  $\alpha$ - $\text{MnC}_2\text{O}_4$ , которые исчезают при 250°C. При 450°C на рентгенограммах фалоттаита и линдбергита появляются пики оксида марганца  $\text{Mn}_2\text{O}_3$  (биксбиита), который сохраняется до 550°C и при охлаждении до комнатной температуры.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 19-17-00141). Исследования проведены с использованием оборудования Ресурсного Центра СПбГУ «Рентгендифракционные методы исследования».*

---

---

**Кривовичев В.Г.<sup>1</sup>, Чарыкова М.В.<sup>1</sup>, Кривовичев С.В.<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия, v.krivovichev@spbu.ru,

<sup>2</sup> Кольский научный центр РАН, Апатиты, Россия

## **МИНЕРАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ, ОСНОВАННЫЕ НА ЧИСЛЕ ВИДООБРАЗУЮЩИХ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В МИНЕРАЛАХ: ИХ РАЗНООБРАЗИЕ, СЛОЖНОСТЬ, РАСПРОСТРАНЁННОСТЬ В ПРИРОДЕ И ЭВОЛЮЦИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ (ОБЗОР)**

Концепция минеральных систем позволяет проводить количественный анализ особенностей распределения видообразующих элементов в минералах конкретных геологических объектов для их сравнительной характеристики по составу (химическому и минеральному) и сложности (химической и структурной) минеральных фаз. Согласно этой концепции каждый минерал принадлежит к определенной минеральной системе, компонентами которой являются химические элементы, необходимые для построения

кристаллической структуры минерала (видообразующие элементы). Так, все самородные элементы (алмаз, графит, платина и др.) формируются в однокомпонентных системах; минералы, состоящие из двух элементов (кварц, корунд, гематит, пирит и др.), – в двухкомпонентных системах; минералы, состоящие из трех элементов (форстерит, энстатит, шпинель, хромит и др.), – в трехкомпонентных системах, и т.д. Обозначения (формулы) двух-, трех-, четырехкомпонентных и более сложных систем определяются термохимической последовательностью расположения химических элементов. Так, например, кристаллохимическая формула микроклина,  $K(AlSi_3O_8)$ , отвечает системе  $OAlSiK$ , а формула мусковита,  $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$ , – системе  $OHAISiK$  (Кривовичев, Чарыкова, 2013а,б). Число минеральных видов, в которые данный химический элемент входит как видообразующий, нормированное на общее число минеральных видов, мы назвали минеральным кларком этого элемента (Кривовичев, Чарыкова, 2015, 2017, 2018).

Предлагаемый подход позволяет выделить формулы, условно говоря, “химически чистых” минералов, т.е. твердых фаз, образованных только видообразующими химическими элементами. Именно это, с нашей точки зрения, дает возможность корректно систематизировать минеральные виды с учетом разной степени детализации литературных данных о химическом составе отдельных минеральных индивидов, а также количественно охарактеризовать особенности минерального состава различных геологических объектов. Кроме того, именно для таких, “химически чистых”, фаз (а не для конкретных образцов минералов) в большинстве случаев определены их термодинамические свойства.

Проведен сравнительный анализ распределения минеральных видов по различным системам для ряда геологических объектов различного генезиса:

(1) высокощелочных массивов: Хибины и Ловозеро (Кольский п-ов, Россия) и Сент-Илер (Квебек, Канада). К «избыточным» видообразующим элементам (т.е. элементам, для которых минеральные кларки в обоих объектах повышены по сравнению с минеральными кларками земной коры в целом) относятся Si, Na, K, Ca, F, Ti, Ce, Zr, Nb, Sr, Th, а к «дефицитным» – S, Cu, Pb, Cl, B, Te, Ag, Ni, Be (Кривовичев, Чарыкова, 2015).

(2) гидротермальных месторождений уникальной геохимической специализации: Отто Маунтин (Калифорния, США) и Эль Драгон (Потоси, Боливия). «избыточным» видообразующим элементам в обоих объектах относятся Cu, Pb, Au, S, C, а к «дефицитным» – Si, Ca, K, Al. Минералы Te, Cr, Cl, Ag, I, As, Mo, P, Sr, V, U, Na, F встречаются только в месторождении Отто Маунтин, а минералы Mg, Ba, Ni, Hg, Co только в месторождении Эль Драгон. Минеральные кларки таких элементов, как O, H, Si, Pb, существенно выше для Отто Маунтин, чем в месторождении Эль Драгон (Кривовичев, Чарыкова, 2018).

(3) продуктов современной фумарольной деятельности на активных вулканах: Толбачик (Камчатка, Россия) и Вулкано (Сицилия, Италия). К «избыточным» видообразующим элементам в обоих объектах относятся Tl, S, Cl, F, Na, а к «дефицитным» – H, Ca, Fe, Mn. Минеральные кларки таких элементов, как Cu, Se, V, Mg, Zn, As, F, существенно выше для Толбачика, а для Вулкано они ниже средних значений для земной коры в целом. Обратная картина наблюдается для Sn, I, Br, K, Pb, Al, Fe, Bi. Проведено сравнение продуктов фумарол Ядовитая и Арсенатная (Толбачик). Полученные данные показывают, что продукты фумаролы Ядовитая обогащены H, Cl, Cu, S, K, O, Al, Fe, Pb и обеднены As, Ca, Mg, Na по сравнению с продуктами фумаролы Арсенатная. Кроме того, минералы V и Mo обнаружены только в продуктах фумаролы Ядовитая, а минералы F, Ti, B, Te и Zn – только в продуктах фумаролы Арсенатная (Кривовичев, Чарыкова, 2017).

(4) эвапоритов: озера Индер (Казахстан) и Сёрлз (США). К «избыточным» видообразующим элементам в обоих объектах относятся Ca, K, Na, Cl, B, S, а к «дефицитным» – Si, Al (Кривовичев, Чарыкова, 2016). Показано, что комплексный анализ минерального состава эвапоритов с выделением видообразующих элементов (минеральных систем) может служить объективной основой для построения количественных физико-химических моделей формирования эвапоритов различного типа. Кроме того, предлагаемый подход позволяет более полно понять условия образования твердых фаз (в частности, кристаллогидратов), которые установлены при физико-химическом исследовании водно-солевых систем в лаборатории, но в природных условиях не найдены.

С помощью концепции минеральных систем прослежена минеральная эволюция Земли, которая разбита на четыре частично перекрывающихся этапа. Каждый из этапов характеризовался минералогическим разнообразием и/или вариациями относительного содержания минерала: (I) "Ur-минералы" – 12 ранних минеральных фаз солнечной туманности; (II) хондритовые метеориты (около 60 основных минеральных фаз); (III) минералы Катархея (425); (IV) 5000 современных минеральных видов. Минеральное разнообразие может быть оценено распределением видообразующих элементов: 8 (I), 24 (II), 38 (III) и 70 (IV). Распределение по минеральным системам следующее (в скобках число минералов): (I) – 1(3), 2(5), 3(4); (II) – 1(7), 2(21), 3(19), 4(10), 5(3); (III) – 1(15), 2(77), 3(81), 4(111), 5(82), 6(43), 7(14), 8(2); (IV) – 1(44), 2(403), 3(732), 4(1357), 5(1424), 6(643), 7(293), 8(111), 9(28), и 10(8). Среднее “число элементов” оценивались следующим образом:  $2.08 \pm 0.45$  (I);  $2.68 \pm 0.13$  (II);  $3.86 \pm 0.07$  (III);  $4.50 \pm 1.47$  (IV). Показано, что предлагаемая концепция минеральных систем является удобным с точки зрения количественного анализа инструментом оценки минерального разнообразия (Krivovichev et al., 2018b).

Проведен анализ зависимости структурной и химической сложности (информационные энтропии Шеннона) минералов от числа видообразующих элементов в их кристаллохимических формулах.

Рассчитаны показатели структурной и химической сложности для всех известных на сегодняшний день и структурно охарактеризованных минеральных вида (на основе списка ММА; при анализе кристаллохимических формул учитывались только видообразующие элементы). Анализ полученных данных позволил выявить следующие тенденции: (1) структурная (в расчете на атом, и на элементарную ячейку) и химическая (в расчете на атом, и на формульную единицу) сложности зависят от числа видообразующих химических элементов; (2) структурная сложность минералов возрастает с увеличением их химической сложности; (3) химическая и структурная сложность увеличиваются со временем, от ранних этапов формирования Земли к поздним. Предполагается, что основной движущей силой эволюции сложности в минеральном мире является химическая дифференциация вещества (Krivovichev et al., 2018a).

*Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты РФФИ № 13-05-00928 и № 16-05-00293-а).*

### Литература

*Кривовичев В.Г., Чарыкова М.В.* Классификация минеральных систем. СПб: Издательский дом Санкт-Петербургского университета. 2013а. 189 с.

*Кривовичев В.Г., Чарыкова М.В.* Число минералов различных химических элементов: новый подход к старой проблеме // Записки РМО. 2013б. Ч. 142. Вып. 4. С. 47-56 [перевод на англ.: Geol. Ore Deposits. 2014. Vol. 56. P. 553-559].

*Кривовичев В.Г., Чарыкова М.В.* Минеральные системы, их типы и распространенность в природе. I. Хибины, Ловозеро и Сент-Илер // Записки РМО. 2015. Ч. 144. Вып. 4. С. 1-12. [перевод на англ.: Geol. Ore Deposits. 2016. Vol. 58 P. 551-558].

*Кривовичев В.Г., Чарыкова М.В.* Минеральные и физико-химические системы эвапоритов: геохимический и термодинамический аспекты // Записки РМО. 2016. Ч. 145. Вып. 2. С. 30-43 [перевод на англ.: Geol. Ore Deposits. 2017. Vol. 59. P. 575-583].

*Кривовичев В.Г., Чарыкова М.В.* Минеральные системы, их типы и распространённость в природе. 2. Продукты современной фумарольной деятельности на активных вулканах (Толбачик, Вулкано) // Записки РМО. 2017. Ч. 146. Вып. 1. С. 15-28 [перевод на англ.: Geol. Ore Deposits. 2017. Vol. 59. P. 1-10].

*Кривовичев В.Г., Чарыкова М.В.* Минеральные системы, их типы и распространенность в природе. 3. Месторождения Отто Маунтин (США) и Эль Драгон (Боливия) // Записки РМО. 2018. Ч. 147. Вып. 4. С. 14-27.

*Krivovichev S.V., Krivovichev V.G., Hazen R.M.* Structural and chemical complexity of minerals: relations and time evolution // Eur. J. Mineral. 2018a. Vol. 30. P. 231–236.

*Krivovichev V.G. Charykova M.V., Krivovichev S.V.* The concept of mineral systems and its application to the study of mineral diversity and evolution // Eur. J. Mineral. 2018b. Vol. 30. P. 219–230.

---

**Кривовичев С.В.<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup>Кольский научный центр РАН, Апатиты, Россия, s.krivovichev@ksc.ru,

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

### ПРИНЦИП МАКСИМАЛЬНОЙ ПРОСТОТЫ В МОДУЛЯРНЫХ СЕРИЯХ: ИНФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ

Одним из насущных вопросов современной структурной минералогии является выявление фундаментальных причин образования тех или иных структурных конфигураций в конкретных физико-химических (химических, термодинамических, кинетических) условиях минералообразования. В 1953 году американский геохимик Дж. Гольдсмит (Goldsmith, 1953) предложил принцип симплексии, согласно которому метастабильные кинетически стабилизированные фазы обладают более простыми структурами по сравнению со своими термодинамически стабильными полиморфами. Простота структур оценивалась Гольдсмитом качественно - по размеру элементарной ячейки и симметрии. Например, разупорядоченные фазы характеризуются ячейками меньшего объема и более высокой симметрией по сравнению со своими упорядоченными аналогами.

Предложенные в 2012 и 2013 годах информационные методы оценки сложности кристаллических структур (Krivovichev, 2012, 2013) позволили проверить принцип Гольдсмита на количественной основе и в целом подтвердить его (см., например, Plasil, 2018). Следует заметить, что этот принцип имеет статистический характер, т.к., помимо простоты структуры или ее конфигурационной энтропии

(Krivovichev, 2016), на ее образование влияет и множество других факторов – таких, как структура фазы-прекурсора (при ее наличии), структура комплексов в среде кристаллизации, влияние сопутствующих фаз (в частности, по механизму эпитаксии) и т.п.

Современная структурная минералогия богата примерами фаз с модулярной структурой – минералов, построенных из различных комбинаций одинаковых строительных блоков, которые могут иметь различную размерность и химическую природу. Такие минералы объединяются в модулярные серии, известные для химически разных минеральных систем (силикаты, бораты, сульфосоли и др.).

Недавно на примере минералов групп ловозерита и курчатовита нами было показано, что в этих модулярных сериях наиболее часто встречающимися (и наиболее распространенными) являются структуры с простейшими (с точки зрения структурной информации) конфигурациями (Кривовичев, 2015; Pankova et al., 2018). Это позволяет выдвинуть принцип максимальной простоты в модулярных сериях, указать на те или иные отклонения от него и объяснить их с кристаллохимической точки зрения.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 19-17-00038).*

### Литература

*Krivovichev S.V.* Локальный подход и теория ловозеритовых структур // Труды Матем. инст. им. В.А. Стеклова РАН. Т. 288. 2015. С. 120–132.

*Goldsmith J.* A “simplicity principle” and its relation to “ease” of crystallization // J. Geol. Vol. 61. 1953. P. 439–451.

*Krivovichev S.V.* Topological complexity of crystal structures: quantitative approach // Acta Cryst. Vol. A68. 2012. P. 393–398.

*Krivovichev S.V.* Structural complexity of minerals: information storage and processing in the mineral world // Mineral. Mag. Vol. 77. 2013. P. 275–326.

*Krivovichev S.V.* Structural complexity and configurational entropy of crystals // Acta Cryst. Vol. B72. 2016. P. 274–276.

*Pankova Y.A., Krivovichev S.V., Pekov I.V., Grew E.S., Yapaskurt V.O.* Kurchatovite and clinokurchatovite, ideally  $\text{CaMgB}_2\text{O}_5$ : an example of modular polymorphism // Minerals. Vol. 8. 2018. Art. 332.

*Plasil J.* Structural complexity of uranophane and uranophane- $\beta$ : implications for their formation and occurrence // Eur. J. Mineral. Vol. 30. 2018. P. 253–257.

**НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛАХ  
И МИНЕРАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ**

Акимова Е.Ю.<sup>1,2</sup>, Азимов П.Я.<sup>1</sup>, Серебряков Н.С.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и геохронологии РАН, Санкт-Петербург, Россия, 79052513147@yandex.ru,

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

## МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ КИАНИТОВЫХ АМФИБОЛИТОВ ЛЯГКОМИНЫ (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)

Кианит и ставролит – характерные минералы метапелитов, и только в редких случаях они могут возникать в богатых кальцием породах в ассоциации с роговой обманкой. Генезис кианитовых амфиболитов зачастую оказывается спорным, в связи с чем представляют интерес проявления кианитовых амфиболитов в Беломорском подвижном поясе (Володичев, 1990), наиболее крупное из которых – Лягкомина (Лутковская, 1971). Проявление расположено у восточного берега оз. Ковдозера, на небольшом островке (координаты: 66.770043, 32.269435 в системе Google Maps). Это тело линзовидной формы (будина) длиной около 90 метров, мощностью порядка 20 метров. Будина, образующая островок, почти вся сложена кианит- и ставролитсодержащими амфиболитами с гранатом, а по периметру окружена интенсивно мигматизированными гранат-биотит-амфиболовыми гнейсами.

В составе будины выделяются гранат-кианитовые амфиболиты с крупным кианитом (более 1 см), кианит-гранатовые амфиболиты с мелким кианитом, эпидот-ставролитовые амфиболиты, цоизитовые плагиоклазиты со ставролитом и кианитом. Кианит-содержащие амфиболиты, преобладающие в объеме линзы, сильно неоднородны: в них наблюдаются лейкократовые обособления, похожие на лейкосомы, сложенные почти исключительно плагиоклазом; иногда в них присутствуют гранат, кварц и/или кианит. Присутствуют и меланократовые обособления, схожие с меланосомами. Некоторые разновидности кианитовых амфиболитов содержат в матрице кварц, в других он сохраняется только в виде включений в гранате, а чаще всего отсутствует. Ставролитовые амфиболиты связаны с кианит-гранатовыми постепенным переходом: в кианит-содержащих амфиболитах вокруг порфиробластов кианита формируются ставролит-плагиоклазовые каймы (см. рис.). В породах можно реконструировать закономерную последовательность парагенезисов, образующих пространственную минеральную зональность:  $Hbl+Grt+Pl+Qtz\pm Bt$  (гранатовый амфиболит)  $\rightarrow Hbl+Grt+Pl+Ky\pm Bt\pm Qtz\pm Czo \rightarrow Hbl+Grt+Pl+Ky\pm Bt\pm Czo \rightarrow Hbl+St+Czo/Ep\pm Pl\pm Bt$ .



Рис. Реакционная плагиоклаз-ставролитовая кайма вокруг порфиробласта кианита

Породы, обрамляющие линзу, представлены похожими на кианитовые гнейсы кианит-гранат-биотит-плагиоклазовыми бескварцевыми породами, которые по мере удаления от будины переходят в обычные кианит-гранат-биотитовые гнейсы, а также бескварцевыми биотит- и амфиболсодержащими породами с крупным гранатом, в которых при удалении от зоны переработки уменьшается количество и размер зёрен граната, исчезает роговая обманка и появляется кварц.

Описанная минеральная зональность могла сформироваться во время метаморфизма за счёт воздействия на породу флюидного потока в сдвиговой зоне (т.е. в результате метаморфогенного метасоматоза). На это указывают следующие признаки: проявление закономерной смены минеральных ассоциаций в пространстве (минеральная зональность), присутствие реакционных взаимоотношений между минералами: замещение кианита ставролитом, и роговой обманки – плагиоклазом, замещение плагиоклаза клиноцоизитом, исчезновение кварца с сохранением его внутри зёрен граната; изменение лейкосом, сформированных в ходе метаморфизма. Под влиянием этих процессов формируются необычные минеральные парагенезисы  $Hbl + Ky$ ,  $Hbl + St$ ,  $Czo + St$ , нехарактерные для большинства метаморфических

пород. С этим же процессом можно связать изменение вмещающих кианитовые амфиболиты гнейсов: исчезновение кварца в кианитовых гнейсах, появление роговой обманки и крупных порфиробластов граната на контакте с будиной. Крупные зёрна граната указывают на интенсивный массоперенос в системе, возможный в условиях флюидного потока (адвективный массоперенос).

Опираясь на присутствие кианитовых амфиболитов в большинстве проявлений корундсодержащих пород Беломорского пояса, сходство минеральных парагенезисов проявления Лягкомина и кианитовых амфиболитов из проявлений корундовых пород, тенденцию десиликации и роста глинозёмистости в породах проявления Лягкомина и на имеющиеся данные по изотопному составу кислорода в кианитовых амфиболитах Лягкомина (Bindeman et al, 2014), мы можем утверждать, что кианитовые амфиболиты Лягкомина генетически связаны с проявлениями корундсодержащих пород Беломорского пояса, несмотря на отсутствие корунда в проявлении Лягкомина. Поскольку корундсодержащие породы, интерпретируемые как метасоматиты (Серебряков, 2004), богаче алюминием и беднее кремнием, чем кианитовые амфиболиты, последние можно рассматривать как передовые зоны метасоматической колонки при формировании корундсодержащих пород либо как самостоятельные колонки с более слабой десиликацией и меньшей щелочностью.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 17-05-00265). Авторы благодарны А.Б. Кольцову (СПбГУ) за ценные замечания.*

### Литература

- Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии. Геология и петрология. Л.: Наука, 1990. 246 с.
- Лутковская Т.А. К вопросу образования кианита на месторождении Лягкомина // Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Л.: Наука, 1971. С. 68–78.
- Серебряков Н.С. Петрология корундсодержащих пород чупинской толщи Беломорского подвижного пояса (на примере Чупинского сегмента). Диссертация к.г.-м.н. М., ИГЕМ РАН. 2004. 170 с.
- Bindeman I.N., Serebryakov N.S., Schmitt A.K. et al. Field and microanalytical isotopic investigation of ultradepleted in 18O Paleoproterozoic “Slushball Earth” rocks from Karelia, Russia // Geosphere. 2014. V. 10. P. 308–339.

---

*Алексеев В.И.<sup>1</sup>, Галанкина О.Л.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия, [alekseev\\_vi@pers.spmi.ru](mailto:alekseev_vi@pers.spmi.ru),

<sup>2</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

### НИОБИЕВО-ТАНТАЛОВЫЙ ВОЛЬФРАМИТ В ОНГОНИТАХ АРГА-ЫННАХ-ХАЙСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ)

Одним из признаков минералого-геохимического единства Восточно-Азиатской олово-вольфрамовой зоны выступает наличие в дальневосточных литий-фтористых гранитах вольфрамовых и вольфрамсодержащих акцессорных минералов, таких как вольфрамооксиолит, самарскит, ишикаваит, фергусонит, шеелит, русселит, пироклор. Существенное значение в этой минеральной ассоциации имеет ниобиевый вольфрамит, описанный в литий-фтористых гранитах и онгонитах Чукотки, Приамурья (Алексеев, 2014) и Южного Китая (Xie et al., 2018). В докладе описана находка ниобиево-танталового вольфрамита в онгонитах Арга-Ыннах-Хайского массива в Восточной Якутии, которая подтверждает вольфрамовую специализацию литий-фтористых гранитов Дальнего Востока России и позволяет провести их сравнение с редкометалльными гранитами Евразии.

Арга-Ыннах-Хайский массив относится к Эге-Хайскому поперечному магматическому ряду Верхоянского складчато-надвигового пояса и входит в состав раннемелового бакы-дербекинского комплекса. В юго-западной части массива средне-крупнозернистые андезиновые граниты главной фазы прорваны гарполитом редкометалльных литий-фтористых гранитов площадью около 1 км<sup>2</sup> и десятками даек онгонитов мощностью 0.2–10 м, образующими кестерский комплекс редкометалльных гранитов (Трунилина и др., 2019). Онгониты – полосчатые афанитовые породы с мелкими порфировыми вкрапленниками, состоящие из альбита, микроклина, кварца, лепидолита, литиевого фенгита. В химическом отношении это субщелочные плюмазитовые породы с высоким содержанием F, P, Li, Rb, Cs, Ta, Nb, Sn, W. Их геохимические особенности нашли отражение в составе акцессорных минералов. Главные акцессории (0.1–0.5 %): топаз, монтебразит, касситерит, фторапатит, колумбит, танталит и др.; второстепенные (< 0.1 %): вольфрамит, ураново-гафниевый циркон, танталовый рутил, ильменит, сподумен, монацит, ксенотим, уранинит и др. Акцессории тяготеют к выделениям литиевой слюды, топаза и монтебразита.



В районе Кестерского танталово-оловянного месторождения в онгонитах обнаружены многочисленные выделения вольфрамит с необычно высокой примесью тантала и ниобия. Минерал представлен тонкими (менее 10 мкм) каймами вокруг вольфрамооксиолита и редкими гипидиоморфными пластинчатыми кристаллами длиной 10–30 мкм, толщиной менее 5 мкм. Во всех случаях вольфрамит образует сростки с вольфрамооксиолитом, ассоциирует с ураново-гафниевым цирконом, уранинитом и тяготеет к выделениям лепидолита. Вольфрамит относится к фербериту ( $MnWO_4$  0.29–0.58), характеризуется существенной примесью Nb, Ta, Ti, Ca и Sn. Средний состав (масс. %):  $WO_3$  77.68, FeO 12.69, MnO 14.14,  $Ta_2O_5$  3.03,  $Nb_2O_5$  2.25;  $TiO_2$  0.27, CaO 0.15,  $SnO_2$  0.09. Наибольшие значения концентрации примесей:  $Ta_2O_5$  7.47,  $Nb_2O_5$  8.44;  $TiO_2$  0.62, CaO 0.72,  $SnO_2$  1.00 %. Формула ферберита:  $(Fe_{0.54}Mn_{0.43}Nb_{0.02}Ca_{0.01})_{1.00}(W_{0.92}Nb_{0.03}Ta_{0.04}Ti_{0.01}Sn_{0.002})_{1.00}O_{4.00}$ .

Состав акцессорного вольфрамита отражает характерную для литий-фтористых гранитов танталовую геохимическую специализацию. При этом наиболее высокие значения отношения Ta/(Nb+Ta) (до 0.65; среднее 0.45) и наиболее низкие значения Mn/(Mn+Fe) (до 0.29; среднее 0.45) характерны для вольфрамитов из самых дифференцированных редкометалльных гранитоидов – онгонитов (см. рис.). По соотношению тантала и ниобия якутский танталовый ферберит является лидером среди своих акцессорных аналогов – существенно ниобиевых вольфрамитов. В онгонитах Сяньхуалинского района Китая вольфрамит содержит  $Ta_2O_5$  1.53–4.86,  $Nb_2O_5$  1.73–6.99; Ta/(Nb+Ta) 0.30 (Xie et al., 2018). Акцессорный вольфрамит в онгонитах Чукотки характеризуется содержанием примесей  $Nb_2O_5$  6.21–10.93,  $Ta_2O_5$  < 0.05 %; в онгонитах Приамурья – соответственно 1.11–5.79 и < 0.05 % (Алексеев, 2014).

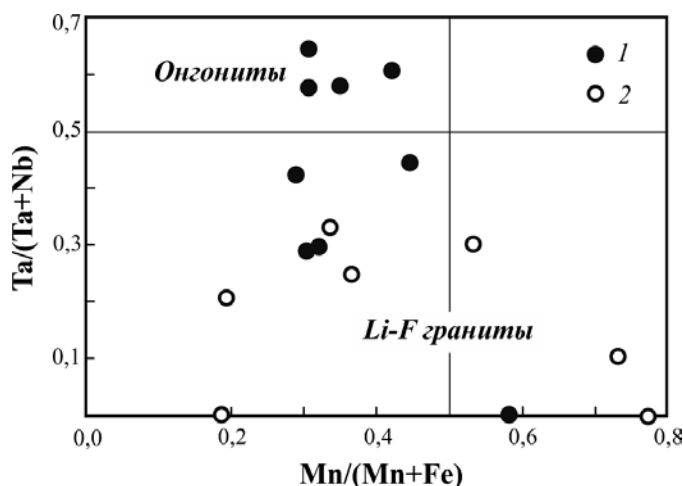


Рис. Соотношение Ta, Nb, Fe, Mn в вольфрамите онгонитов Арга-Ыннах-Хайского массива (1) и в вольфрамите литий-фтористых гранитов и онгонитов Чукотки, Приамурья (Алексеев, 2014), Китая (Xie et al., 2018), Франции, Германии, Чехии, Таиланда, Алжира, Марокко (2).

Онгониты Арга-Ыннах-Хайского массива по своим минералогическим особенностям близки к высокофосфористым редкометалльным гранитам и онгонитам Центрального Французского массива и массивов Рудных гор в Европе. Эти гранитоиды объединяет присутствие акцессорного вольфрамитов и тантало-ниобатов (колумбита-танталита, ильменорутила, ураникритолита и др.) в ассоциации с касситеритом, U-Nf-цирконом и разнообразными фосфатами (амблигонитом, монтебразитом, фторапатитом, триплитом, аугелитом и др.). Вольфрамит возникает на позднемагматическом этапе кристаллизации фтористо-фосфористой гранитовой магмы, образованной под влиянием щелочных мантийных флюидов (Трунилина и др., 2019). Вольфрам, ниобий и тантал накапливаются во флюидной фазе и участвуют в пневматолитовом минералообразовании, формируя редкометалльный вольфрамит в парагенезисе с монтебразитом, фторапатитом, топазом, литиевой слюдой, колумбитом, танталитом, танталовым рутилом, касситеритом, гафниевым цирконом. Кестерское месторождение, в районе которого обнаружен ниобиево-танталовый вольфрамит, является средним месторождением олова, уже в значительной степени истощенным, но, судя по прогнозным ресурсам, может стать крупным месторождением тантала и ниобия.

Для вольфрамово-оловянных месторождений Тихоокеанского рудного пояса в районах развития литий-фтористых гранитов и онгонитов характерна редкометалльная минерализация (Алексеев, 2014; Xie et al., 2018). Редкометалльно-вольфрамовые минералы, в том числе ниобиево-танталовый вольфрамит, служат индикаторами комплексного вольфрамово-оловянно-редкометалльного оруденения Дальнего Востока России.

Работа выполнена при поддержке Санкт-Петербургского горного университета и Института геологии и геохронологии докембрия РАН. Использованы образцы горных пород из коллекции М.А. Романовой (Лаборатория математической геологии Математического института им. В.А. Стеклова).

## Литература

Алексеев В.И. Литий-фтористые граниты Дальнего Востока. СПб.: Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», 2014. 244 с.

Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Зайцев А.И., Роев С.П. Высокофосфористые литий-фтористые граниты Восточной Якутии (Верхояно-Колымская орогенная область) // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 1. С. 64-79.

Xie L, Wang Z.J., Wang R.C., Zhu J.C., Che X.D., Gao J.F., Zhao X. Mineralogical constraints on the genesis of W-Nb-Ta mineralization in the Laiziling granite (Xianghualing district, south China) // Ore geology reviews. 2018. Vol. 95. P. 695-712.

**Борисова Е.Б.<sup>1,2</sup>, Иванова А.А.<sup>1</sup>, Баданина Е.В.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия, e.badanina@spbu.ru

<sup>2</sup> Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

### АГПАИТОВЫЙ ХАРАКТЕР АКЦЕССОРНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ Li-F ГРАНИТОВ ТУРГИНСКОГО МАССИВА

Как известно, в Восточном Забайкалье месторождения редких металлов – Та, Li и F связаны с плюмазитовыми Li-F амазонитовыми гранитами (Орловский, Этыкинский, Ачиканский массивы). В отличие от подобных объектов породы Тургинского массива безруднына Li и Та, и это вызывает особый интерес к его детальному исследованию, в том числе изучению состава акцессорных минералов.

Тургинский массив сложен породами двух интрузивных комплексов: шахтаминского монцодиорит-гранодиорит-гранитового ( $159.2 \pm 3.7$  млн. лет) и кукульбейского гранит-лейкогранитового ( $133.8 \pm 1.2$  млн. лет). В составе кукульбейского комплекса Тургинского массива выделяют крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты (Бт), с/з граниты с Li-биотитом горховидным морионоподобным кварцем (Li-Бт) и мелкозернистые амазонитовые граниты со слюдами циннвальдитового состава (Амаз). Наше исследование посвящено изучению состава акцессорных минералов кукульбейского комплекса.

Акцессорные минералы изучались методом сканирующей электронной микроскопии в пластинках гранитов и в виде мономинеральных фракций (размером до 300 мкм) из трех типов гранитов. Исследования проводились в Научно-исследовательском центре СПбГУ "Геомодель" с использованием сканирующего электронного микроскопа Hitachi S-3400N.

Установлено, что по видообразующему составу акцессорных минералов три типа Тургинских гранитов четко различаются. Бт граниты характеризуются типичным для плюмазитовых гранитов набором акцессорных минералов – циркон, гранат, монацит, фторапатит, ильменит, рутил. В Li-Бт гранитах количество акцессорных минералов резко увеличивается, возрастает их минеральное разнообразие – Fe-гранат, циркон, монацит, ксенотим, флюорит, флюоцерит, алланит, бастнезит, паризит, торит, Fe-колумбит, рутил, ильменит. В Амаз гранитах – циркон, флюорит (Y), монацит, ксенотим, торит, Fe-колумбит, минералы группы пирохлора, касситерит.

В Li-Бт гранитах впервые для Li-F гранитов этого региона были обнаружены редкие фториды, алюмосиликаты и фторидокарбонаты LREE: фторид редкоземельных элементов – флюоцерит  $(La, Ce)F_3$ , силикат LREE – алланит  $(Ca, Ce, La)_2(Al, Fe)_3(SiO_4)_3(OH)$ , а также фторидо-карбонаты – паризит- $(Ce)Ca(Ce, La)_2(CO_3)_3F_2$  и бастнезит  $(Ce, La, Y)CO_3F$ . В Амаз гранитах распространены минералы U, Nb, Fe, Y, замещающие ферроколумбит – пирохлор, ишкаваит, а также возрастает роль HREE – флюорит-(Y) и силикат Y (возможно, иттриалит  $Y_2Si_2O_7$ ).

**Фториды.** Флюорит присутствует в Li-Бт и Амаз гранитах. Причем флюорит из Амаз гранитов имеет высокое содержание иттрия (до 5 масс. %  $Y_2O_3$ ).

Флюоцерит встречается преимущественно в Li-Бт гранитах, но также в небольшом количестве присутствует в Амаз гранитах завершающей фазы. Минерал имеет различные формы выделения – как в виде призматических кристаллов с гранями гексагональной бипирамиды, так и в виде обломков неправильной формы, а также в сростаниях с бастнезитом, кварцем, ильменитом, рутилом. Согласно исследованиям редкометальных гранитов Северного Тянь-Шаня, наличие флюоцерита в гранитоидах свидетельствует о повышенной щелочности в пределах плюмазитового петрохимического типа. При этом флюоцерит замещается флюоритом и бастнезитом под действием кальциево-карбонатных растворов (Фельдман и др., 1973). В нашем случае замещение флюоцерита происходит преимущественно с внешнего края, а алланит разрушается по трещинам.

*Фосфаты.* Фторапатит присутствует только в Бт гранитах, отсутствие его в Li–Бт и Амаз гранитах рассматривают в связи с твердофазной обменной реакцией: флюоцерит + фторапатит  $\leftrightarrow$  монацит + флюорит, в которой равновесие резко смещено вправо, из чего следует, что ассоциация флюоцерита с апатитом является неустойчивой, и эти два минерала не встречаются совместно (Фельдман и др., 1973). Во всех типах гранитов широко распространен монацит, ксенотим встречается в виде включений. Вероятно, это связано с общим преобладанием LREE в составе минералообразующих сред, или с особой ролью комплексов LREE. Монацит из Бт гранитов имеет максимальную для этого массива (до 22.8 масс. %) концентрацию Th. В монаците из Li–Бт гранитов возрастает роль LREE, монацит из Амаз гранитов имеет высокое содержание REE и Y. Этот факт необычен, так как для монацитов из массивов редкометальных гранитов (Эрцгебирге, Германия) наблюдается обратная тенденция (Förster, 1998).

*REE-Y-Th-U-Zr-силикатно-фосфатная минерализация.* В отличие от типичных плюмазитовых гранитов, где основным концентратом Th и LREE (до 60–90 %) является монацит, а алланит и торит отсутствуют, граниты Тургинского массива, напротив, содержат большое количество последних. Фосфаты и силикаты Zr, Th, U, PЗЭ, Y, как в виде независимых фаз, так и в виде включений обнаружены во всех разновидностях гранитов исследуемого массива. К минералам выделяемой группы REE-Y-Th-U-Zr-силикатно-фосфатной минерализации относятся минералы тетрагональной сингонии: торит  $\text{ThSiO}_4$ , циркон  $\text{ZrSiO}_4$ , ксенотим  $\text{YPO}_4$ , коффинит  $\text{U}(\text{SiO}_4)_{1-x}(\text{OH})_{4x}$  и их промежуточные составы. Подобные твердые растворы преимущественно образуются в дифференцированных и метасоматически измененных лейкогранитах с низким содержанием P, принадлежащих к I- или A-типу (Förster, 2006). В Li–Бт гранитах отмечается торит с высокими содержаниями U, Y и W. Зерна торита часто «обрастают» каймой гематитового состава (шириной ~30 мкм), что является результатом повышения железистости системы на этапе образования Li–Бт гранитов. Монацит содержит до 18 масс. %  $\text{ThO}_2$ , циркон по сравнению с цирконом из Бт гранитов содержит больше микропримесей (Y, REE, Th, U), присутствует как практически чистый торит, так и промежуточный состав между торитом и цирконом. В Амаз гранитах возрастает роль HREE, и в основном распространен торит с ксенотимовой изоморфной примесью. Циркон сильно обогащен Y и REE, торит и монацит образуют смешанные составы. Также характерны каймы гематита вокруг торита в ассоциации с цирконом.

*Минералы группы колумбит-танталита и (Y, REE, U, Th)–(Nb, Ta, Ti) оксиды.* В Тургинском массиве минералы группы колумбит-танталита представлены только ферроколумбитом  $\text{Fe}^{2+}\text{Nb}_2\text{O}_6$  с очень низким содержанием Mn и Ta, в отличие от известных рудоносных массивов региона, где широко представлен колумбит-танталит с сильно возрастающими содержаниями Mn и Ta от ранних дифференциатов гранитов к поздним (Борисова и др., 2018; Иванова, Сырицо, 2018).

В Li–Бт и Амаз гранитах обнаружены замещающие колумбит фазы Y, REE, U, Th, Nb, Ta состава. Основываясь на методе идентификации (Y, REE, U, Th)–(Nb, Ta, Ti)-оксидов по каноническим переменным составам (Ercit, 2005), нами установлено присутствие здесь минералов группы пирохлора (пирохлор  $(\text{NaCa})_2\text{Nb}_2\text{O}_6(\text{OH},\text{F})$ ) и самарскита (ишкаваит  $\text{UFeNb}_2\text{O}_8$ ) в Li–Бт и Амаз гранитах.

Проведённые минералого-геохимические исследования показали, что для Тургинского массива характерна нестандартная схема формирования, которая проявляется в повышении температуры кристаллизации главной фазы – Li–Бт гранитов – относительно более ранних биотитовых гранитов. На этом этапе происходит изменение геохимической специализации гранитов, выражающееся в накоплении специфической ассоциации редких элементов – LREE, Zr, Th, U, Nb и F, и появлении уникальных аксессуарных минералов. Главная роль здесь принадлежит фторидам и фторкарбонатным минералам (флюоцерит  $(\text{La},\text{Ce})\text{F}_3$ , алланит  $(\text{Ca},\text{Ce},\text{La})_2(\text{Al},\text{Fe})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$ , паризит-(Ce)  $\text{Ca}(\text{Ce},\text{La})_2(\text{CO}_3)_3\text{F}_2$  и бастнезит  $(\text{Ce},\text{La},\text{Y})\text{CO}_3\text{F}$ ). Как известно, такая минерализация характерна для пород иного геодинамического режима – агпайтовых редкометальных гранитов (и даже карбонатитов). Таким образом, по геохимическим особенностям и составу аксессуарных минералов граниты Тургинского массива представляют собой новый геохимический тип Li–F амазонитовых гранитов повышенной щелочности и специфической специализации (LREE, Zr, Th, U, Nb и F), резко отличный от рудоносных амазонитовых гранитов Восточного Забайкалья.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 18-05-00957).*

## Литература

Борисова Е.Б., Иванова А.А., Баданина Е.В. Аксессуарные минералы Тургинского массива амазонитовых гранитов в Восточном Забайкалье // Новое познание процессов рудообразования: Восьмая Российская молодёжная научно-практическая школа. Москва: ИГЕМ РАН, 2018.

Иванова А.А., Сырицо Л.Ф. Геохимические предпосылки безрудности Тургинского массива амазонитовых гранитов в Восточном Забайкалье. // Вопросы естествознания. 2018. №3 (17). С. 64–70

Фельдман Л.Г., Сурков Б.К., Столярова Т.И. Флюоцерит из редкометальных гранитов Северного Тянь-Шаня и некоторые данные к генетической минералогии фторидов редкоземельных элементов. // Труды минералогического музея им. А.Е. Ферсмана. 1973. Вып. 22. С.143–157.

Ercit T.S. Identification and alteration trends of granitic-pegmatite-hosted (Y, REE, U, Th) – (Nb, Ta, Ti) oxide minerals: a statistical approach. // The Canadian Mineralogist. 2005. Vol. 43. P.1291–1303.

*Förster H.-J.* The chemical composition of REE-Y-Th-U rich accessory minerals from peraluminous granites of the Erzgebirge-Fichtelgebirge region, Germany. Part I: The monazite (Ce) – barbantite solid solution series. // *American Mineralogist*. 1998. Vol. 83. P. 259–272.

*Förster H.-J.* Composition and origin of intermediate solid solutions in the system thorite-xenotime-zircon-coffinite. // *Lithos*. 2006. Vol. 88. P. 35–55.

---

---

**Базай А.В.<sup>1</sup>, Иванюк Г.Ю.<sup>1</sup>, Баянова Т.Б.<sup>1</sup>, Астафьев Б.Ю.<sup>2</sup>, Воинова О.А.<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> Кольский научный центр РАН, Апатиты, Россия, g.ivanyuk@ksc.ru,

<sup>2</sup> Институт геологии и геохронологии РАН, Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup> Всероссийский геологический институт, Санкт-Петербург, Россия

### **ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ВОЗРАСТ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ПОРОДАХ ПОЛОСЧАТОЙ ЖЕЛЕЗОРУДНОЙ ФОРМАЦИИ БАЛТИЙСКОГО ШИТА**

Детальное изучение месторождений полосчатой железорудной формации (ПЖФ) Балтийского щита показало, что их благороднометалльная минерализация связана с железистыми скарноидами: средне-крупнозернистыми кварц-магнетит-клинопироксен-амфиболовыми породами, развитыми в периферических частях крупных линз железистых кварцитов и содержащими тонкую вкрапленность акантита, аурикуприда, электрума, гессита, кервеллита, павонита, петцита, серебра и волинскита. Более богатое оруденение связано в кварц-цеолитовыми линзами в скарноидах, а также вмещающих гнейсах и амфиболитах, где сравнительно крупные зерна самородного золота (до 5 мм в диаметре) ассоциируют с самородными серебром и висмутом, аурикупридом, тетраурикупридом, электрумом, а также волинскитом, гесситом, сперрилитом и другими сульфидами и теллуридами (Golikov et al., 1999; Bazai et al., 2009; Иванюк и др., 2009). В большинстве пород в ассоциации с этими минералами присутствуют характерные генерации циркона, что позволило нам определить U-Pb возраст (ID-TIMS и SHRIMP-II) и условия образования благороднометалльного оруденения.

Большинство кристаллов циркона в рассматриваемых породах имеют четкое двузонное строение: ядро (однородное или полizonальное) с несколько повышенным содержанием тория и внешняя сравнительно однородная зона обрастания с ничтожным содержанием тория. Возраст ядер соответствует метаморфическому периоду рудогенеза, тогда как каймы обрастания сформировались на 100–150 млн. лет позже на этапе формирования регрессивных автометасоматитов. Иногда ядра метаморфогенного циркона несут на себе следы растворения вследствие воздействия щелочных флюидов, генерируемых железорудной буферной системой на регрессивном этапе метаморфизма. Помимо кайм, нарастающих на более ранние метаморфогенные зерна-затравки, циркон метасоматического этапа формирует самостоятельные однородные или мозаично-секториальные зерна, – как правило, значительно более мелкие, чем его метаморфогенные кристаллы. В золотоносных железистых скарноидах значительная часть новообразованного циркона кристаллизуется на фронте замещения геденбергита и (Na)-Ca железистых амфиболов гриналитом, шамозитом, пиритом и другими вторичными минералами, нередко ассоциируя в таких сегрегациях с микронными выделениями благородных металлов, висмута и их теллуридов. Наиболее поздняя генерация циркона представлена его хорошо образованными кристаллами, нарастающими на иголки пумпеллиита-Mg и розетки стильбита-Ca в пустотах цеолито-кварцевых линз и образующими включения в кристаллах самородного золота.

Полученные результаты позволяют детализировать последовательность метаморфических событий при формировании золотосодержащих пород ПЖФ (см. рис.), начиная с кристаллизации тоналитов (2790 млн. лет), железистых кварцитов (2780 млн. лет) и биотитовых гнейсов (2790–2710 млн. лет) и заканчивая образованием золотосодержащих скарноидов (2680–2640 млн. лет) и цеолито-кварцевых гидротермалитов с Au-Ag минерализацией (2630–2440 млн. лет). Судя по характерным минеральным ассоциациям этих пород, температура минералообразования понизилась за это время с 750–630 °С для метаморфических пород ПЖФ (геотермобарометрия по сосуществующим силикатам) до 310–290 °С для золотосодержащих скарноидов (температура плавления висмута в зависимости от давления) и 260–20 °С для цеолито-кварцевых линз с высокопробным золотом (пределы устойчивости Са-цеолитов и таумасита).

Изотопный состав Sr, Rb, Sm и Nd в карбонато-магнетитовых метасоматитах фиксирует значительную долю мантийного материала: (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub> = 0.7023, εNd = 2.8–1.5, – что можно объяснить сравнительно коротким временем изменения мантийного протолита (наиболее вероятно, островных базальтов, OIB) и метаморфизма образовавшихся железисто-кремнистых отложений (Иванюк и др., 2009). Хлориды железа, по-видимому, являются наиболее важной формой миграции железа во время изменения

базальтов и образования железисто-кремнистых отложений, – что, в частности, подтверждается постоянной ассоциацией магнетита с хлорапатитом  $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$ , горяиновитом  $\text{Ca}_2\text{PO}_4\text{Cl}$  и мариалитом  $\text{Na}_4(\text{AlSi}_3\text{O}_8)_3\text{Cl}$  в слабометаморфизованных ПЖФ Северной Финляндии и Швеции (Ivanyuk et al., 2017). Перколяция паров  $\text{FeCl}_3$ , нагретых до 900 °С, через раствор, обогащенный REE, вызывает, в основном, экстракцию легких лантаноидов (Балашов, Горяинов, 1966), что объясняет соответствующее линейное уменьшение содержания

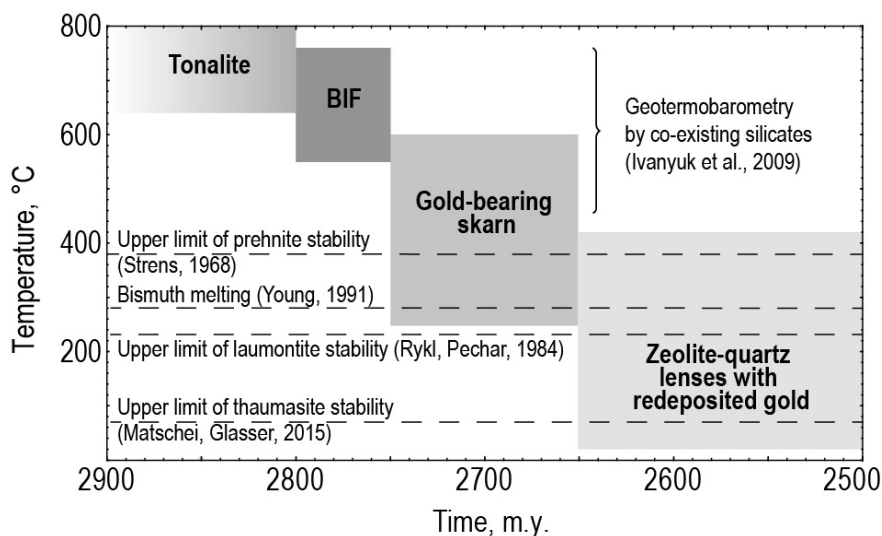


Рис. Эволюция температуры образования пород ПЖФ

REE от La к Lu в породах ПЖФ (подобное таковому в ОИВ). Ранее было показано (Golikov et al., 1999; Иванюк и др., 2009), что характерная зональность железорудных линз (гематит-магнетитовые железистые кварциты в ядре – магнетитовые железистые кварциты в промежуточной зоне – сульфидно-магнетитовые железистые кварциты и железистые скарноиды в краевой зоне и в глубоких частях рудных тел) обусловлена последовательным ростом магнетитовой и сульфидно-магнетитовой зон под воздействием восстанавливающих флюидов на гематито-кварцевый протолит (с соответствующим переходом магнетит-гематитового буфера в сульфидно-магнетитовый и окислительной среды минералообразования в восстановительную).

Судя по REE-спектрам циркона из железистых скарноидов, их обогащённые торием ядра кристаллизовались в окислительной среде, когда в составе железисто-кремнистого протолита преобладали высоковалентные катионы  $\text{Ce}^{4+}$  и  $\text{Eu}^{3+}$ . В этих условиях катионы  $\text{Eu}^{3+}$  входили в структуру циркона на равных основаниях с прочими лантаноидами, кроме церия (т.е. без аномалии), а катионы  $\text{Ce}^{4+}$  накапливались в цирконе из-за близости их эффективного ионного радиуса ( $r = 0.97 \text{ \AA}$ ) к таковому катионов  $\text{Zr}^{4+}$  ( $r = 0.80 \text{ \AA}$ ), и формировали положительную цериевую аномалию. Под воздействием восходящего потока восстанавливающих флюидов, приводящим к сульфидизации глубоких частей рудных тел, валентность катионов церия и европия уменьшается, и теперь  $\text{Ce}^{3+}$  ( $r = 1.08 \text{ \AA}$ ) входит в структуру циркона в умеренном количестве, а  $\text{Eu}^{2+}$  ( $r = 1.30 \text{ \AA}$ ) – в весьма ограниченном. В результате, в REE-спектре краевых зон кристаллов циркона положительная Ce-аномалия отсутствует, но имеется отрицательная Eu-аномалия.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (18-05-70082)

### Литература

Golikov N.N., Goryainov P.M., Ivanyuk G.Yu., Pakhomovskii Ya.A., Yakovenchuk V.N. Auriferous iron formations of the Olenegorsk deposit (Kola peninsula, Russia) // *Geology of Ore Deposits*. 1999. Vol. 41. No. 2. P. 144–151.

Bazai A.V., Ivanyuk G.Yu., Pakhomovsky Ya.A., Goryainov P.M., Yakovenchuk V.N. Native elements in rocks of the Banded Iron Formation, Kola Peninsula // *Geology of Ore Deposits*. 2009. Vol. 51. No. 7. P. 525–536.

Иванюк Г.Ю., Горяинов П.М., Пахомовский Я.А., Коноплева Н.Г., Яковенчук В.Н., Базай А.В., Калашиников А.О. Самоорганизация рудных комплексов. М.: ГЕОКАРТ-ГЕОС, 2009. 392 с.

Балашов Ю.А., Горяинов П.М. Редкоземельные элементы в докембрийской железорудной формации Приимандровского района // *Геохимия*. 1966. № 3. С. 312–322.

Ivanyuk G.Yu., Yakovenchuk V.N., Pakhomovsky Ya.A., Panikorovskii T.L., Konoplyova N.G., Bazai A.V., Bocharov V.N., Antonov A.A., Selivanova E.A. Goryainovite,  $\text{Ca}_2\text{PO}_4\text{Cl}$ , a new mineral from the Stora Sahavaara iron ore deposit (Norrbotten, Sweden) // *GFF*. 2017. Vol. 139(1). P. 75–82.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ ТУРМАЛИНА ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КЕКУРА, ЗАПАДНАЯ ЧУКОТКА

Месторождение Кекура располагается в 120 км к югу от г. Билибино Чукотского автономного округа. Месторождение находится в Южно-Анюйской структурно-формационной зоне, где также располагается известное золоторудное месторождение Каральвеем. Месторождение приурочено к центральной части Кекурского раннемелового штокообразного трехфазного гранитоидного интрузива. Интрузив содержит ксенолиты габброидов и прорывается многочисленными дайками гранитоид-порфиоров. Золотоносные кварцевые жилы и линзы расположены в пределах интрузива и его экзонтакте. Выделяется четыре типа гидротермальных метасоматитов: пропилиты, турмалин–альбит–серицит–кварцевые, доломит–альбит–кварц–мусковитовые ± турмалин ± арсенопирит и аргиллизиты. Пропилиты сложены кварцем, олигоклазом, актинолитом, клинохлором и кальцитом. Наиболее распространены доломит–альбит–кварц–мусковитовые ± турмалин ± арсенопирит метасоматиты. Наличие метасоматоза аргиллизитового типа маркируется иллитом, который замещает мусковит доломит–альбит–кварц–мусковитовых пород. Рудная минерализация развивалась в несколько этапов. На раннем этапе, связанном с процессом пропилитизации, в ксенолитах скарнированных габброидов развиваются арсениды и сульфоарсениды никеля, кобальта, железа (никелин, саффорит, кобальтин, лёллингит). На следующем, вероятно, порфировом этапе образуются молибденит, арсенопирит, борнит, халькопирит, пирит. Затем следует главный золоторудный этап, включающий золоторудную и сурьмяную стадии. В ходе первой продолжается кристаллизация арсенопирита, пирита, формируются шеелит, галенит, сфалерит, халькопирит, блеклые руды, самородное золото (пробность около 850), теллуриды висмута, висмутин и самородный висмут. На второй стадии кристаллизуются халькопирит, галенит, буланжерит, бурнонит, высокосеребристый тетраэдрит, сурьмусодержащий сфалерит, антимонит, низкопробное самородное золото, кюстелит, самородное серебро.

Турмалин установлен в двух типах метасоматических пород: турмалин–альбит–серицит–кварцевых и доломит–альбит–кварц–мусковитовых; кроме того, он выявлен в составе кварц–молибденитовых прожилков.

Зона турмалин–альбит–серицит–кварцевых пород длиной около 700 м развита на восточном фланге месторождения в экзоконтакте интрузива. Турмалин слагает кристаллы до 1 см в длину и 0.5 см в поперечнике и агрегаты тонко игольчатых кристаллов. При исследованиях в отраженных электронах видны две генерации турмалина. Турмалин-I представлен сложно зональными кристаллами размером первые мм; турмалин-II выполняет интерстиции между зёрнами турмалина-I. Обе генерации турмалина рассеяны поздними кальцитовыми прожилками.

На треугольной диаграмме в координатах X-вакансия–Ca–Na(+K) фигуративные точки составов турмалина обеих генераций находятся в области щелочных турмалинов (рис. 1а), что в сочетании с расчетными данными о количестве Fe<sup>2+</sup> в позиции Y (0.88–2.04 а.ф.) и OH<sup>-</sup> в позиции W (0.66–1.00 а.ф.) в структуре согласно классификации в работе (Henry et al., 2011) позволяет отнести турмалин-I к промежуточным членам ряда шерл–дравит. Турмалин-II с расчетными Fe<sup>2+</sup> в позиции Y (2.11–2.67 а.ф.) и OH<sup>-</sup> в позиции W (0.84–1.00 а.ф.) относится к шерлу. Однако прямое определение содержания Fe<sup>3+</sup> в турмалине может изменить это отнесение. Турмалин обеих генераций содержит примесь Ti (0.03–0.29 а.ф.); расчетное отношение Fe<sup>3+</sup>/Fe<sub>общ</sub> в обоих случаях близкое, в целом варьирует от 0 до 0.1, рассчитанное содержание Fe<sup>3+</sup> составляет 0–0.29 а.ф.

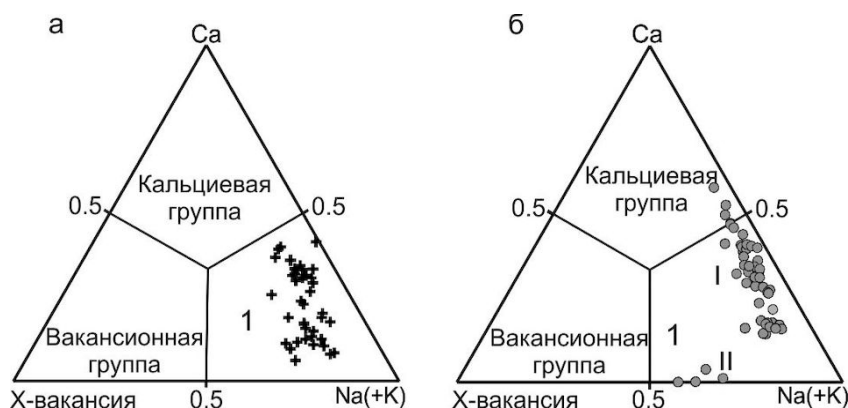


Рис. 1. Тройная диаграмма X-вакансия–Ca–Na(+K).

а) турмалин турмалин–альбит–серицит–кварцевых метасоматитов; б) турмалин доломит–альбит–кварц–мусковитовых метасоматитов. 1 – поле щелочной группы. I и II – первая и вторая генерации турмалина.

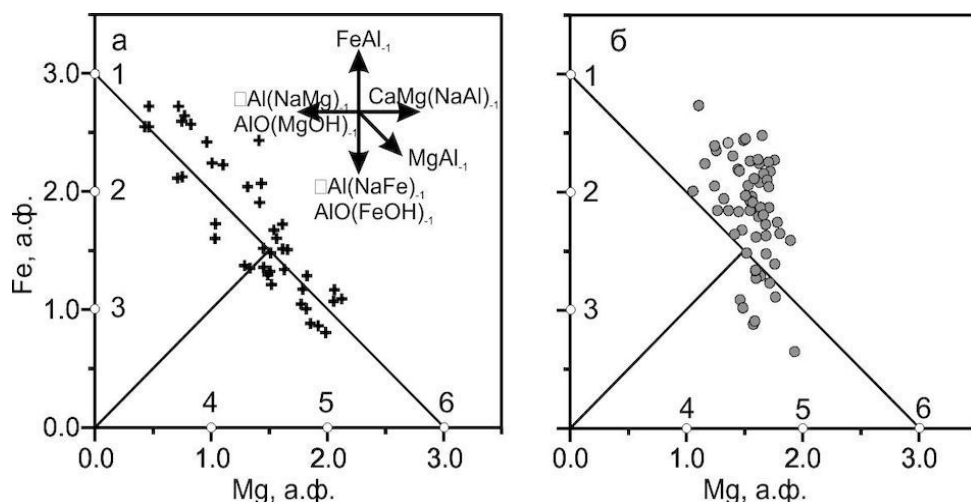


Рис. 2. Диаграммы соотношения содержаний Fe и Mg.

а) турмалин турмалин–альбит–серицит–кварцевых метасоматитов; б) турмалин доломит–альбит–кварц–мусковитовых метасоматитов. 1 – шерл, 2 – фойтит и оксисерл, 3 – оксифойтит, 4 – «оксимагнезиофойтит», 5 – магнезиофойтит, оксидравит, 6 – дравит.

На диаграмме в координатах Fe–Mg (рис. 2а) фигуративные точки составов описываемых турмалинов шерл–дравитового ряда расположены параллельно обменному вектору  $MgFe_{-1}$ , который отвечает замещению  $Fe^{2+} \leftrightarrow Mg$ ; коэффициент корреляции между рассчитанным  $Fe^{2+}$  и Mg составляет – 0.92. Таким образом, ведущим типом замещения в турмалине турмалин–альбит–серицит–кварцевых пород является  $Fe^{2+} \leftrightarrow Mg$ .

Турмалин доломит–альбит–кварц–мусковитовых метасоматиов и кварц–молибденитовых прожилков представлен кристаллами размером несколько сотен микронов. Макроскопически агрегаты минерала черные, индивидуальные кристаллы темно-коричневые. Иногда кристаллы турмалина оставляют отпечатки на кристаллах арсенопирита, что указывает на позднее образование последнего. При наблюдениях в электронный микроскоп выделяются две генерации минерала. Турмалин-I представлен относительно крупными сложозональными кристаллами размером до нескольких мм, турмалин-II в ассоциации с мусковитом и/или доломитом слагает тонкие секущие прожилки в турмалине первой генерации.

На треугольной диаграмме в координатах X-вакансия–Ca–Na(+K) фигуративные точки составов турмалина-I занимают поле щелочного турмалина и несколько составов попадают в поле кальциевых турмалинов (рис. 16). Это в сочетании с расчетными данными о количестве  $Fe^{2+}$  в позиции Y и OH<sup>-</sup> в позиции W в структуре и согласно классификации в работе (Henry et al., 2011) позволяет его отнести к промежуточным членам ряда шерл–дравит, обогащенных Ca, а некоторые составы относятся к ряду увит–ферувит. Прямое определение содержания  $Fe^{3+}$  в турмалине может изменить эти отнесения. Турмалин-I содержит примесь Ti до 0.55 а.ф. Расчетное отношение  $Fe^{3+}/Fe_{общ}$  варьирует от 0 до 0.2, а содержание трехвалентного железа – от 0 до 0.48 а.ф.

Фигуративные точки составов турмалина второй генерации на треугольной диаграмме X-вакансия–Ca–Na(+K) (рис. 16) также находятся в области щелочных турмалинов, но при этом составы характеризуются очень низким содержанием Ca и повышенной долей вакансии в позиции X по сравнению с турмалином-I (0.33–0.43 а.ф. против 0,04–0.24 а.ф.) и турмалином турмалин–альбит–серицит–кварцевых пород (0.10–0.23 а.ф.). Это в сочетании с расчетными данными о количестве  $Fe^{2+}$  в позиции Y и OH<sup>-</sup> в позиции W в структуре и согласно классификации в работе (Henry et al., 2011) позволяет его отнести к промежуточным членам ряда дравит–магнезиофойтит. Низкое содержание Ca в турмалине объясняется фракционированием этого элемента в парагенный карбонат. Согласно расчетам, отношение  $Fe^{3+}/Fe_{общ}$  не превышает первых сотых долей, а концентрация  $Fe^{3+}$  в минерале достигает лишь первых сотых а.ф.

На диаграмме в координатах Fe–Mg (рис. 2б) фигуративные точки составов описываемых турмалинов шерл–дравитового ряда расположены параллельно обменным векторам  $FeAl_{-1}$ ,  $AlO(FeOH)_{-1}$  и  $^X Al(NaFe)$ , которые характерны для турмалина из месторождений порфирового типа (Baksheev et al., 2012). Вектора отвечают замещениям  $Fe^{3+} \leftrightarrow Al$ ,  $Al + O^{2-} \leftrightarrow Fe^{2+} + OH^-$  и X-вакансия + Al  $\leftrightarrow$  Na +  $Fe^{2+}$ , что резко отличает замещения в турмалине турмалин–альбит–серицит–кварцевых метасоматитов.

Таким образом, на месторождении Кекура выявлены два типа турмалина, различающихся характером химических замещений. Внутри каждого установлено по две генерации турмалина, отличных по химическому составу.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-35-20034).*

## Литература

Henry D.J., Novák M., Hawthorne F. et al. Nomenclature of the tourmaline-supergrout minerals // American Mineralogist. 2011. Vol. 96. P. 895–913.

Baksheev I.A., Prokof'ev V.Yu., Zaraisky G.P. et al. Tourmaline as a prospecting guide for the porphyry-style deposits // Eur. J. Mineral. 2012. Vol. 24, no. 6. P. 957–979.

---

---

**Белогуб Е.В.<sup>1</sup>, Зайкова Е.В.<sup>1</sup>, Котляров В.А.<sup>1</sup>, Шиловских В.В.<sup>1,2</sup>, Бритвин С.Н.<sup>2</sup>, Паутов Л.А.<sup>1,3</sup>**

<sup>1</sup>Институт минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, Миасс, Россия, [belogub@mineralogy.ru](mailto:belogub@mineralogy.ru),

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия,

<sup>3</sup>Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, Москва, Россия

### СЕЛЕН В МИНЕРАЛАХ ЭЛЕМЕНТОВ ГРУППЫ ПЛАТИНЫ ИЗ ЗОЛОТОНОСНЫХ РОССЫПЕЙ ЮЖНОГО УРАЛА

Золотоносные россыпи известны на Южном Урале с начала XIX века. Минералы элементов группы платины – типичные аксессуарные компоненты этих россыпей в связи с тем, что в области их питания попадают многочисленные проявления ультрабазитов, приуроченные как к зоне Главного Уральского Разлома, так и к другим тектоническим зонам глубинного заложения (Зайков и др., 2018). Всего в 28 россыпях золота на Южном Урале было описано 24 минерала элементов группы платины (МПП), среди которых абсолютно преобладают самородные минералы систем Pt-Fe и Os-Ir-Ru (Zaykov et al., 2017), но также установлены сульфиды, арсениды и теллуриды, встречающиеся обычно в виде микровключений в самородной платине и в сростках с другими МПП. В микровключениях в зернах самородной платины Казанской, Мало-Иремельской и Байрамгуловской, иридосмина Байрамгуловской (участок Ингул) россыпей золота, проанализированных В.В.Зайковым, была обнаружена варьирующая примесь селена. Наиболее богата минералами с селеном Казанская россыпь.

Состав МПП предварительно был определен В.А.Котляровым в Институте минералогии при помощи СЭМ РЭММА-202М с ЭДА Link, диаметр пучка 1 мкм, ток 15 нА, напряжение 20 кВ, время набора спектра 120 с, в качестве стандартов использованы чистые металлы ЭПГ и селенид свинца (MINM-25-53 стандарт ASTIMEX, шашка № 01–044). Состав максимально обогащенных селеном минералов уточнен Л.А.Паутовым в минералогическом музее им. А.Е. Ферсмана на микрозонде JСХА-733 JEOL, 20 кВ, ток зонда 20 нА, диаметр зонда 1 мкм, время набора спектра 120 с. Используются стандарты (элемент – стандарт): S, Fe – FeS<sub>2</sub>, Se – Bi<sub>2</sub>Se<sub>3</sub>, Te – HgTe, ПГЭ – чистые металлы. Картины дифракции обратно-рассеянных электронов (EBSD) для наиболее обогащенных селеном минералов были получены В.В.Шиловских на СЭМ HITACHI S-3400N, оснащенный детектором Oxford HKLNordlys Nano условия съемки: напряжение 30 кВ, ток зонда 1 нА, диаметр зонда <100 нм в ресурсном центре «Геомодель», СПбГУ. Монокристалльные данные для селенида родия получены С.Н.Бритвиным с использованием дифрактометра Rigaku R-AXIS Rapid II, излучение CoK $\alpha$ , условия съемки: напряжение 40 кВ, ток 15 мкА, в ресурсном центре «Рентгенодифракционные методы исследования», СПбГУ.

Казанская россыпь входит в состав Гогинской россыпной зоны, находящейся в 100–150 км к ЮЮВ от г. Магнитогорска. Среди МПП в ней преобладают минералы системы Pt-Fe. Селен-содержащие минералы представляют собой мелкие (от 1 до 30–40 мкм) включения в самородной платине. Концентрации селена в этих включениях колеблются от 0.4 до 59.5 мас. %. Примесь селена характерна для включений сульфидов и сульфоарсенидов рутения, родия и иридия, преимущественно с преобладанием одного из перечисленных элементов (рис. 1, 2). В одном случае существенная примесь селена присутствует в теллуриде платины. Максимальные содержания селена, позволяющие отнести минералы к собственно селенидам, отмечены для включений, в составе которых среди ЭПГ преобладают родий или рутений. Для существенно родиевых включений характерна обратная корреляция между серой и селеном (рис. 1) и весьма варьирующая примесь мышьяка (рис. 2). Атомные соотношения Me:(Se+S) существенно варьируют, однако наиболее обогащенный селеном минерал родия близок к Rh<sub>3</sub>Se<sub>4</sub>, а его структура, согласно данным EBSD и монокристалльной дифрактометрии, соответствует структуре кингстонита Rh<sub>3</sub>S<sub>4</sub>. Среди родиевых минералов, в составе которых присутствует селен, выделяются сульфоарсениды (рис. 2), состав которых может быть соотнесен с холлингвортитом RhAsS.

Минерал рутения с максимальными содержаниями селена близок к RuSe<sub>2</sub>. Также отмечены включения селеноарсенидов (?) рутения и родия, в которых содержания селена преобладают над мышьяком и серой. Структурные данные для этих включений не получены, но по соотношению суммы (As+Se+S) и суммы ПГЭ с учетом преобладания рутения они сходны с руарситом RuAsS. Соотношение между мышьяком и суммой (Se+S) в этих включениях варьирует, но в целом для них характерен дефицит мышьяка за счет увеличения содержания селена. Нужно отметить, что для существенно рутениевых включений



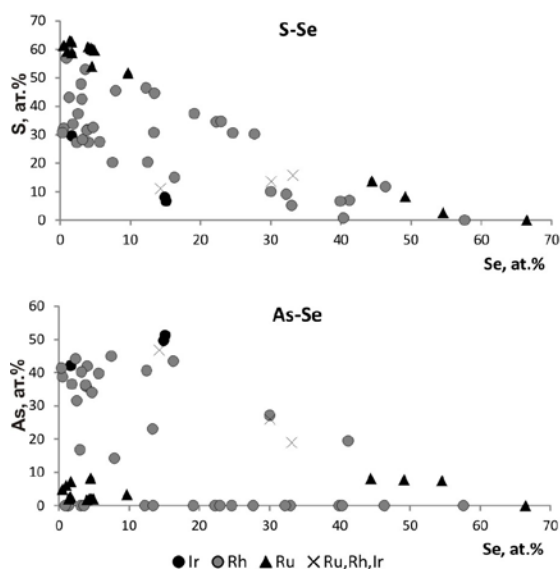


Рис. 1. Бинарные диаграммы As-Se и S-Se.

В легенде указан преобладающий ЭПГ.

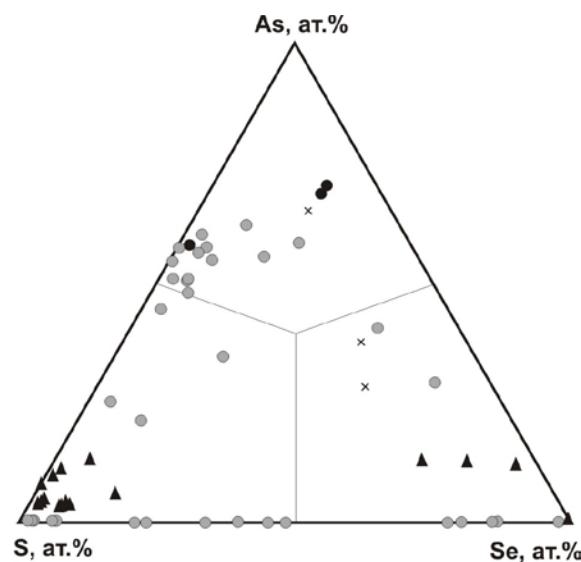


Рис. 2. Тройная диаграмма S-As-Se.

Условные обозначения см. рис. 1.

характерны более низкие содержания мышьяка, чем для включений с более высоким содержанием иридия (рис. 2).

Мало-Иремельская россыпь золота принадлежит к Миасскому россыпному району и располагается в 3–4 км к ЮЗ от пос. Ленинск. Среди МПГ преобладают минералы системы Os-Ir-Ru (Zaykov et al., 2017). Примесь селена зафиксирована во включениях сульфида Rh, близкого к  $Rh_3(S+Se)_4$ , сходного с подобными минералами из Казанской россыпи. Также примесь селена обнаружена в теллуриде родия, соотношения элементов в котором не обнаруживают сходства с известными минералами.

Байрамгуловская россыпь (по другим источникам – Байрамгуловская россыпная зона) с входящим в ее состав участком Ингул (Ингульская россыпь) принадлежит к Непряхинской россыпной зоне, расположенной в 100–110 км к ЮЮЗ от Челябинска. МПГ здесь представлены, преимущественно, минералами системы Os-Ru-Ir с незначительным распространением самородной платины (Рассомахин, Зайков, 2017). Селенид рутения в сростании с теллуридом платины со структурой шуанфенита  $IgTe_2$  (данные EBSD) обнаружен в виде цемента агрегата микрокристаллов осмия пластинчатой формы. Состав близок к селениду рутения  $RuSe_2$  из Казанской россыпи. Согласно данным EBSD, структура минерала сходна со структурой лаурита  $RuS_2$ .

Анализ химического состава обогащенных селеном включений в самородных МПГ южноуральских россыпей золота позволяет предположить, что примесь селена чаще связана с достаточно распространенными акцессорными сульфидами ПГЭ, такими как лаурит и кингстонит, а также сульфоселенидами родия, рутения и иридия, сходными с ирарситом, руарситом и холлингвортитом. Эти акцессорные минералы обычны как для уральских россыпей, содержащих МПГ (Zaykov et al., 2017), так и для собственно платиноносных россыпей и коренных месторождений ПГЭ (Лазаренков и др., 1992; Cabri et al, 1996 и др.). Собственно селениды в южноуральских россыпях нами к настоящему времени найдены для родия и рутения, и потенциально являются новыми минералами. Их структуры соответствуют известным сульфидам соответствующих металлов. Следует отметить, что ранее лауритоподобный селенид рутения был отмечен В.В. Зайковым с соавторами в золотоносной россыпи р. Кундус (Тува) (неопубликованные данные).

Причины аномального обогащения селеном акцессорных МПГ Казанской россыпи и редкость или отсутствие таковых в других россыпях пока не ясны и требуют доизучения как самих минералов россыпей, так и потенциальных коренных источников.

*Работа выполнена в рамках государственного финансирования Института минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН.*

## Литература

- Зайков В.В., Савельев Д.Е., Зайкова Е.В. Природа микровключений хромшпинелидов в минералах платиноидов из золотых россыпей Южного Урала // ЗРМО. 2018. Ч. СXLVII, № 5. С. 27–40.
- Лазаренков В.Г., Малич К.Н., Сахьянов Л.О. Платинометаллическая минерализация зональных ультраосновных и коматитовых массивов. – Л.: Недра, 1992. – 217 с.

*Рассомахин М.А., Зайков В.В.* Состав платиноидов Ингульской россыпи золота (Южный Урал) // *Металлогения древних и современных океанов.* 2017. С. 119–123.

*Cabri L.J., Harris D.C., Weiser T.W.* Mineralogy and distribution of platinum group mineral (PGM) placer deposits of the world // *Exploration and Mining Geology.* 1996. V. 5. P. 73–167.

*Zaykov V.V., Melekestseva I.Yu., Zaykova E.V., Kotlyarov V., A., Kraynev Yu.D.* Gold and platinum group minerals in placers of the South Urals: Composition, microinclusions of ore minerals and primary sources // *Ore geology reviews.* 2017. № 85. P. 299–320.

---

---

*Богуш И.Н., Специус З.В., Липашова А.Н.,*

*Научно-исследовательское геологическое предприятие АК «АЛРОСА», г. Мирный, Якутия, Россия,  
BogushIN@alrosa.ru*

### **ОСОБЕННОСТИ АЛМАЗОВ В КСЕНОЛИТАХ ЭКЛОГИТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ ИНТЕРНАЦИОНАЛЬНАЯ, ЯКУТИЯ**

Трубка Интернациональная – это одно из богатейших коренных месторождений Якутии с высоким качеством алмазного сырья. Сведения об условиях и составе среды формирования алмазов содержат ксенолиты алмазосодержащих мантийных пород. Для этого месторождения они изучены слабо по причине их редкости в кимберлитах. Отобранные нами 15 алмазосодержащих ксенолитов из кимберлитов текущей добычи были представлены только эклогитами. В работе приведены данные об особенностях минерального состава этих ксенолитов, минералогических и физических свойствах содержащихся в них алмазов, а также проведен сравнительный анализ свойств алмазов из ксенолитов эклогитов и кимберлита трубки Интернациональная.

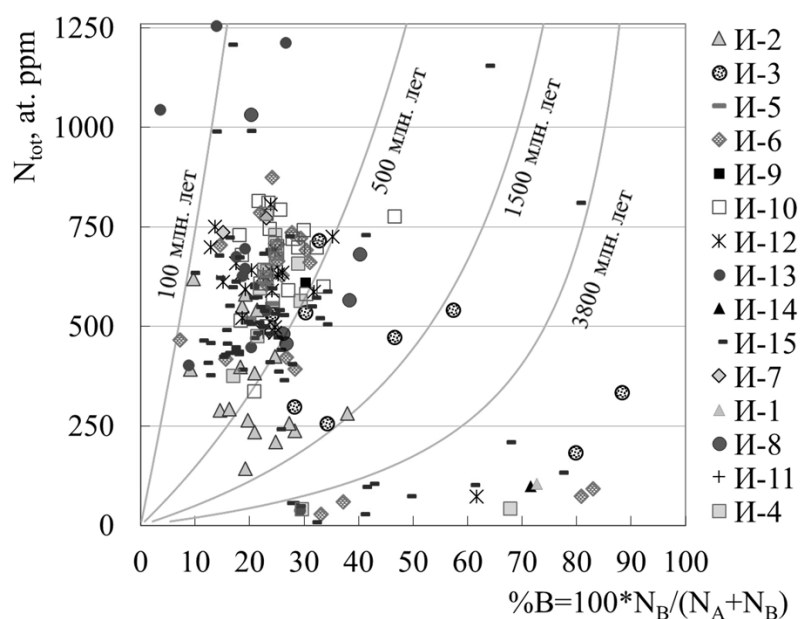
Отобранные ксенолиты были округлой или овальной формы с визуально видимыми кристаллами алмаза. Из них путём дробления породы было извлечено 225 алмазов размером от 0.2 мм до 4 ст и массой 0.1–932 мг. Химический состав минералов ксенолитов определяли с помощью рентгеновского микроанализатора Superprobe JXA-8800R. Для возбуждения фотолюминесценции кристаллов (ФЛ) использован лазер ЛГИ-21. Определение дефектно-примесного состава алмазов было осуществлено по спектрам ИК-поглощения в волновом диапазоне 600–4500 см<sup>-1</sup>, зарегистрированных с разрешением 2–4 см<sup>-1</sup> на Фурье-спектрометре Tensor-27 фирмы Bruker с микроскопом Nuerion 3000.

Изученные ксенолиты представлены крупнозернистыми породами, состоящими преимущественно из граната и клинопироксена. В составе двух образцов выявлены зёрна акцессорного рутила, почти везде присутствуют мелкие зерна флогопита. Вариации в содержании граната небольшие, в основном от 45 до 60 % от объёма ксенолита. Гранаты часто имеют тонкую келифитовую кайму, а клинопироксен сильно изменен и в некоторых ксенолитах замещён на 90 %. Алмазы в изученных ксенолитах встречаются от единичных знаков до нескольких десятков кристаллов; их расположение в ксенолите обычно незакономерное. Среди алмазов преобладают (98 %) кристаллы I разновидности по классификации Ю.Л. Орлова (Орлов, 1984) при единичных кристаллах IV разновидности с жёлто-зелёной окраской. Доминируют октаэдры (30 %), около 23 % составляют кристаллы переходных форм ряда октаэдр-ромбододекаэдр, а ламинарных ромбододекаэдров только 5 %. Много бесформенных осколков. Встречены кубоиды. Алмазов с полицентрически растущими гранями около 41 %, менее 3 % со сноповидной штриховкой, а плоскогранные октаэдры отсутствуют. Более 32 % кристаллов имеет дымчато-коричневую окраску вследствие пластической деформации. Содержание алмазов с твёрдыми включениями 32 %, среди которых преобладают графит-сульфидные (14 %), реже единичный или групповой графит. 48 % алмазов с розово-сиреневым свечением в УФ-лучах, а кристаллов с синей и зеленой ФЛ по 15 %. Содержание азота колеблется в широком диапазоне: от 3 до 1250 at. ppm. У большей части кристаллов отмечены повышенные (400–750 at. ppm) концентрации структурного азота с 70–90 % в А-форме; они имеют в основном розово-сиреневую ФЛ, а максимум полосы поглощения В2-центра в ИК-спектре у них расположен на 1365–1375 см<sup>-1</sup>. В некоторых ксенолитах также присутствуют алмазы с синим и зелёным свечением и небольшими (обычно до 500 at. ppm) концентрациями азота при 20–90 % содержанием примеси в В-форме. Максимум полосы поглощения В2-центра у таких кристаллов расположен на 1358–1367 см<sup>-1</sup>. Интенсивность линии на 3107 см<sup>-1</sup>, которую связывают с примесью водорода, у отдельных алмазов достигает 16 см<sup>-1</sup>.

Исследованные алмазы из ксенолитов эклогитов в целом отличаются по морфологии, ФЛ и ИК-спектроскопическим характеристикам от геологических коллекций кристаллов из кимберлитов трубки Интернациональная. Так среди алмазов из ксенолитов по сравнению с кимберлитами в два раза чаще встречаются кристаллы IV разновидности, с полицентрическим строением граней, окрашенные в дымчато-коричневые цвета различных оттенков, с сине-голубой ФЛ. Обращает на себя внимание крайне низкая (менее 3 %) частота встречаемости алмазов со сноповидной штриховкой, типичных для кимберлитов (26 %);

отсутствие плоскогранных октаэдров. Наблюдается заметно большая частота встречаемости алмазов с концентрацией 300–800 at. ppm в ксенолитах по сравнению с кимберлитами. Интересно, что похожие морфологические и структурные особенности наблюдались нами и при исследовании кристаллов из эклогитовых ксенолитов других месторождений Якутии (Специус и др., 2018; Специус, Богуш, 2018).

Часто в одном ксенолите встречаются алмазы с различной морфологией, ФЛ или содержанием структурных примесей. Так, в ксенолитах И-12 и И-15 присутствуют октаэдры, кубы, куборомбододекаэдрониды, кристаллы переходных форм и ламинарные ромбододекаэдры. В ксенолитах И-11 и И-15 встречены алмазы I и IV разновидностей. В девяти ксенолитах обнаружены алмазы с синей, зелёной, розово-сиреневой и зональной ФЛ при широком разбросе значений концентрации азота и степени его агрегации. Обращает на себя внимание присутствие во многих изученных ксенолитах эклогитов одновременно алмазов с широкими вариациями степени агрегации примеси азота (см. рис.). Согласно отжиговой теории образования азотных дефектов (Evans, Qi, 1982), высокая степень агрегации азота в алмазах свидетельствует о значительном времени нахождения их в мантийных условиях по сравнению с кристаллами с малой степенью агрегации примеси. На рисунке приведены изохронные линии, рассчитанные при порядке реакции 2 по (Evans, 1982) для 1125 °С. Это значение усреднённой температуры отжига алмазов



**Рис.** Концентрация азота и его агрегация в алмазах из эклогитовых ксенолитов трубки Интернациональная. Изохронные линии времени нахождения алмазов в мантии рассчитаны по (Evans, Qi, 1982) для температуры 1125°С. Справа отмечены номера образцов ксенолитов.

для эклогитов определено по Fe–Mg-распределению между гранатом и пироксеном (Ellis, Green, 1979). Такие определения имеют условный характер, но позволяют оценить временной разрыв между генерациями алмазов около 3 млрд. лет. При этом основная масса алмазного вещества трубки Интернациональная представлена поздними генерациями.

Таким образом, в результате исследований установлено, что гранаты ксенолитов эклогитов трубки Интернациональная часто имеют тонкую келифитовую кайму, а клинопироксен – с заметными признаками изменения и замещения. В составе ксенолитов выявлены зёрна акцессорного рутила, почти везде присутствуют мелкие зерна флогопита. Алмазы из изученных эклогитов обладают широкими вариациями формы кристаллов, окраски, дефектно-примесного состава, степени агрегации примеси азота. При этом в целом изученные алмазы из ксенолитов отличаются от геологических коллекций из кимберлитов трубки Интернациональная. Также наблюдается определенное сходство характеристик алмазов из ксенолитов эклогитов разных алмазоносных районов Якутии. Отмеченные в работе особенности минерального состава эклогитов, морфологии и структурных характеристик алмазов могут быть связаны с различными во времени метасоматическими процессами изменения литосферной мантии. Именно с этими процессами, очевидно, связано образование основной массы алмазного вещества трубки Интернациональная.

### Литература

- Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. М.: Наука. 1984. 264 с.  
 Специус З.В., Богуш И.Н., Иванов А.С. Ксенолиты эклогитов с алмазами из кимберлитовой трубки Юбилейная, Якутия // ДАН, 2018, том 478, № 2, С. 217–220.

Специус З.В., Богуш И.Н. Особенности алмазов в ксенолитах эклогитов из кимберлитовой трубки Комсомольская, Якутия // ДАН, 2018, том 480, № 3, С. 339–343.

Уханов А.В., Рябчиков И.Д., Харьков А.Д. Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. М.: Наука, 1988, 288 с.

Ellis D.J., Green D.H. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria // Contr. Miner. Petrol., 1979, v. 71, p. 13–22.

Evans T., Qi Z. The kinetics of aggregation of nitrogen atoms in diamonds // Proc. Roy. Soc. London, 1982, A381(1780), p. 159–182.

---

---

**Брусницын А.И., Перова Е.Н., Верецагин О.С., Бритвин С.Н.,  
Платонова Н.В., Шиловских В.В., Панова Л.А.**

*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия  
E-mail: brusspb@yandex.ru*

### **МЕСТОРОЖДЕНИЕ УШКАТЫН-III (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН) КАК МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ ПАМЯТНИК ПРИРОДЫ**

В природе редко встречаются месторождения, объединяющие железо-марганцевое и полиметаллическое (цинк-свинец-баритовое) оруденение, и содержащие свинец-марганцевые, цинк-марганцевые и т.п. минералы. Самыми известными среди них являются месторождения Брокен-Хилл (Австралия), Франклин, Стерлинг-Хилл (США) и Лонгбан (Швеция). Однако кроме этих уникальных геологических памятников, давших миру несколько десятков новых и редких минералов, есть и другие объекты, заслуживающие самого пристального внимания. Например, месторождение Ушкатын-III в Центральном Казахстане. Полноценная геологическая изученность, хорошая обнаженность рудных тел, разнообразный, специфический минеральный состав пород и слабый метаморфизм отложений делают его уникальным полигоном для изучения процессов рудогенеза в осадочных толщах, привлекают внимание специалистов-минералогов и коллекционеров. Важно также, что в отличие от перечисленных выше месторождений, эксплуатация которых давно завершена, рудник Ушкатын-III разрабатывается, он доступен для посещения, а новые минералогические находки здесь более чем вероятны.

Месторождение Ушкатын-III находится в 300 км к западу от г. Караганда, в 15 км к востоку от поселка Жайрем. Оно открыто в 1962 г., разрабатывается с 1982 г. Месторождение приурочено к рифтогенной структуре, выполненной преимущественно терригенно-карбонатными отложениями верхнего девона–нижнего карбона (Бузмаков и др., 1975; Рожнов, 1982). Рудоносной является пачка известняков (мощность 100–130 м), различающихся по строению и условиям образования. В восточной части месторождения залегают рифовые известняки и продукты их разрушения – известковые алевролиты и песчаники. В них локализовано прожилковое, вкрапленное и полосчатое барит-галенитовое оруденение. В западной части месторождения рифовые отложения сменяются слоистыми органогенно-детритовыми известняками, вмещающими пласты железных и марганцевых руд. В пределах месторождения установлены редкие и маломощные тела целочных базальтов. Все породы метаморфизованы в *PT*-условиях не выше пренит-пумпеллиитовой фации.

В рудах месторождения установлено более 70 минералов (Каюпова, 1974; Брусницын и др., 2018). В *барит-галенитовых рудах* по мимо двух главных рудных минералов диагностированы пирит, кварц, мусковит, альбит, калиевый полевой шпат, флюорит, апатит и стронцианит. В зоне окисления развиваются церуссит, азурит, малахит, англезит, фосфогедифан, пироморфит и каолинит. Обогащенные железом отложения представлены собственно железными рудами и тесно ассоциирующими с ними, гематит-кальцитовыми породами. *Железные руды* сложены преимущественно гематитом, кальцитом и кварцем, в качестве аксессуарных минералов в них диагностированы галенит, мусковит, альбит, барит, апатит и свабит. *Гематит-кальцитовые породы* отличаются от железных руд значительно более высокими содержаниями карбоната, а также более разнообразным набором второстепенных и аксессуарных минералов. Здесь установлены кварц, рутил, браунит, тефроит, андрадит, эгирин, родонит, натронамбулит, кариопилит, тальк, мусковит, парсеттенсит-К, парсеттенсит-На, сапонит, калиевый полевой шпат, альбит, родохрозит, барит, апатит и свабит. *Марганцевые руды* по минеральному составу делятся на два типа: 1) браунитовые: браунит + кальцит + кварц ± альбит, и 2) гаусманнитовые: гаусманнит + кальцит + родохрозит ± тефроит (сонолит, аллеганит) ± фриделит (кариопилит). Эти типы руд могут слагать как самостоятельные пласты, так и сочетаться в пределах единого пласта. В качестве второстепенных и аксессуарных минерал в марганцевых рудах присутствуют акантит, галенит, клаусталит, алтаит, сфалерит, киноварь, стибнит, халькопирит, пирит, рутил, бадделиит, церианит-(Се), торинанит, гематит, пирофанит, магнетит, якобит, гетеролит,

оксикальциоромеит, циркон, пьомонтит, кентролит, манганаксинит (и тинценит), родонит, натронамбулит, пироксмангит, кариопилит, фриделит, пирофиллит, тальк, клинохлор, пеннантит, шамозит, мусковит, флогопит, биотит, парсеттенсит-Na, парсеттенсит-K, баннистерит-Na, сапонит, неотоцит, калиевый полевой шпат, альбит, цельзиан, доломит, кутнагорит, саркинит, тилазит, ретциан-(La), ретциан-(Ce), ретциан-(Nd), гаспатит-(La), гаспарит-(Ce), уэкфилдит-(La), уэкфилдит-(Ce), уэкфилдит-(Nd), барит, целестин, монацит-(Ce), апатит, свабит, пиробелонит и флюорит. Кроме того, М.М.Каюпова (1974) отмечает в рудах биксбиит, спессартин, манганпиросмалит и брендтит.

Генезис месторождения традиционно рассматривается как гидротермально-осадочный. Изучение минералогии руд позволяет уточнить условия их формирования (Брусницын и др. 2018). Главные результаты таковы:

1. Пространственная сопряженность барит-свинцовых и железо-марганцевых залежей, наличие в марганцевых рудах минералов Zn, As, Ba и Pb указывают на генетическое родство разных по составу металлоносных скоплений. Вероятно, барит-свинцовое и железо-марганцевое оруденение являются продуктами развития если не единой, то, во всяком случае, сопряженных гидротермальных систем. В настоящее время существование подобных гидротермальных процессов установлено, например, во впадинах Красного моря, в озерах Восточно-Африканской рифтовой системы и в районе озера Солтон-Си, Калифорния (Вейсберг и др., 1982; Веймарн и др., 1994).

2. Пласты марганцевых и железных руд имеют большие размеры, но очень однообразное строение и минеральный состав (на уровне главных фаз). Следовательно, физико-химические и литологические условия образования исходных отложений были одинаковыми на большом участке морского дна. Такие условия реализовались в пределах крупной и изолированной от остального водоема впадине-ловушке, при поступлении в нее растворов из нескольких рассеянных по площади источников.

3. В пределах единой известняковой пачки железо и марганец тесно ассоциируют, но при этом оба металла четко отделены друг от друга: каждый из них обогащает смежные, но самостоятельные пласты. Это возможно в случае, когда физико-химические условия придонных вод изменялись постепенно, без резких перепадов температур, Eh, pH и других параметров.

4. Преимущественное концентрирование марганца в составе браунита и гаусманнита, а железа в составе гематита, указывает на оксидную форму накопления металлов в рудоносном осадке – в виде минералов  $Mn^{3+}$ ,  $Mn^{4+}$  и  $Fe^{3+}$  (вернадит, тодорокит, бернессит, гётит, ферроксигит и др.). Переслаивание браунитовых и гаусманнитовых руд свидетельствует о разных условиях преобразования осадка: более окислительных и более восстановительных соответственно, что достигается благодаря неравномерному содержанию в марганценосных отложениях органического вещества (ОВ). Однако, по сравнению с оксидами марганца общее количество ОВ было невелико. Фациальная обстановка накопления и захоронения марганца в целом была окислительная.

5. Слагающие руды карбонаты кальция и марганца имеют разный генезис. Кальциты представляют собой вещество «фоновых» биогенных карбонатных осадков, сформировавшихся за счет растворенного в морской воде бикарбоната. Родохрозит же образуется на стадии диа- и/или катагенеза отложений в результате микробного окисления ионами  $Mn^{3+}/Mn^{4+}$  захороненного в осадке органического вещества.

6. Накопление Zn, As, Ba, Pb и REE происходило одновременно с формированием железо- и марганценосных отложений. Захоронение в отложениях больших количеств  $Fe^{3+}$  и, особенно,  $Mn^{3+}/Mn^{4+}$  создавало окислительную среду постседиментационного минералообразования, способствовавшую кристаллизации арсенатов, силиката свинца и марганца (кетролита), оксидов цинка (гетеролита и цинкового гаусманнита) и церианита. В свою очередь концентрация церия в виде самостоятельной фазы давало возможность появлению минералов лантана и неодима (гаспарита-La и ретциана-La). Вместе с тем, присутствие в осадке органического вещества, создавало условия для локального появления сульфидов.

7. Широкое развитие в породах аутигенных минералов натрия и хлора (альбита, эгирина, натронамбулина, фриделита, парсеттенсита-Na и баннистерита-Na) предполагает повышенную соленость придонных и/или иловых вод. В пользу этого косвенно свидетельствует также наличие минералов лития (натранамбулита), бора (манганаксинита), стронция и бария.

8. Присутствие в основной массе марганцевых руд неотокита (стекловидной Mn-Si фазы) указывает на возможное накопление части марганца в силикатной форме. Именно за счет трансформации исходно-осадочных силикатов происходит низкотемпературная кристаллизация «метаморфогенных» минералов: тефроита, родонита и некоторых других минералов.

9. Большое видовое разнообразие и высокие содержания в породах гидратированных силикатов марганца (кариопилита, фриделита, пеннантита, клинохлора, парсеттенсита и др.) свидетельствуют о низких (вероятнее всего менее 250 °C) температурах метаморфизма рудоносных толщ.

10. Присутствие в марганцевых рудах минералов Hg и Sb, а во вмещающих породах минералов Sr (хромистых шпинели и мусковита) допускает наличие в составе металлоносных отложений глубинного (мантийного?) вещества.

*Работы проведены с использованием аналитических возможностей ресурсных центров СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования», «Микроскопии и микроанализа» и «Геомодель».*

## Литература

Брусницын А.И., Перова Е.Н., Верецагин О.С., Бритвин С.Н., Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Иванов А.В. Барит-свинцово-цинковые и железо-марганцевые месторождения Жайремского рудного узла: геологическая экскурсия в Центральный Казахстан. // Минералогия, 2018. 4(3). С. 82–92.

Бузмаков Е.И., Щибрик В.И., Рожнов А.А., Середа В.Я., Радченко Н.М. Стратиформные железо-марганцевые и полиметаллические месторождения Ушкатынского рудного поля (Центральный Казахстан) // Геология рудных месторождений. 1975. № 1. С. 32–46.

Веймарн А.Б., Варенцов И.М., Милановский Е.Е. Формирование руд марганца и железа в эпохи континентального рифтогенеза // Бюллетень московского общества испытателей природы. Отделение геологии, 1994. Т. 69. Вып. 3. С. 3–19.

Вейсберг Б.Д., Браун П.Р.Л., Сьюфрд Т.М. Рудные элементы в активных гидротермальных системах // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. Под ред. Х.Л.Барнса. М.: Мир, 1982. С. 578–609.

Каюпова М.М. Минералогия железных и марганцевых руд Западного Атасу (Центральный Казахстан). Алма-Ата: Наука, 1974.

Рожнов А.А. Сравнительная характеристика марганцевых месторождений Атасуйского и Никопольско-чиатурского типов // Геология и геохимия марганца. М. Наука, 1982. С. 116–121.

---

**Вдовина И.А.**

*Нижегородский институт развития образования, Нижний Новгород, Россия, viann@inbox.ru*

### КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ МЕТОД КАК МЕТОД ПОИСКОВОЙ МИНЕРАЛОГИИ

Задача разбраковки рудных проявлений всегда была и остается одной из важных задач геологической службы. Одним из достижений прикладной минералогии в истории ее развития является участие в металлогенических исследованиях и разработке теории прогнозирования месторождений полезных ископаемых. Среди задач решаемых методами прикладной минералогии (в частности поисковой кристалломорфологии), выделяются задачи, направленные на определение масштабов оруденения (его вертикальной протяженности и величины эрозионно-денудационного среза). В основе методов поисковой кристалломорфологии лежат два важных постулата: онтогеническое развитие формы минерала и учение о типоморфизме. Одним из таких методов является кристалломорфологический метод оценки оловорудных проявлений, разработанный Н.З. Евзиковой на примере оловорудных месторождений.

*Кристалломорфологический метод оценки оловорудных проявлений* (Евзикова, 1972, 1984), основан на различии естественного ограничения кристаллов касситерита в различных частях рудоносной системы по мере удаления от источника. Более глубинным частям рудных тел соответствуют короткопризматические, изометричные формы касситерита (I и II типы), более высоким – удлиненные формы кристаллов (IV и V) Масштабность оруденения и степень его сохранности отражают кристалломорфологические критерии: балльность, представленная статистическим преобладанием IV и V типов и значениями от 50 до 200; степень удлинения кристаллов (класс объекта), отражающая полноту кристалломорфологической эволюции; однородность морфологии касситерита в разновысотных сечениях рудного объекта. Коэффициент балльности рассчитывается по формуле  $B = [2(V)+(IV)] - [2(I)+(II)]$ , где I, II, IV, V – процентное содержание кристалломорфологических типов в пробе.

Разработка и апробация этого метода в разное время проходила на оловорудных проявлениях месторождениях Дальнего Востока, где впервые этот метод начали применять для оценки перспектив оловорудной минерализации при поисково-разведочных работах. Автором были изучены кристалломорфологические особенности касситерита из рудопроявлений трех оловорудных районов (Комсомольского, Баджальского, Ям-Алиньского) с целью получения оценки перспективности их оруденения.

Рудные районы расположены в пределах Хингано-Охотского вулcano-плутонического пояса и одноименной оловоносной области. Хингано-Охотский вулcano-плутонический пояс представляет обширный магматический ареал северо-восточного простираения, наложенный на гетерогенный фундамент, образовавшийся в обстановке трансформной континентальной окраины. Баджальский район приурочен к зоне сочленения древних архей-протерозойских кратонов и мезозойских аккреционных складчатых поясов и характеризуется наличием в центральной части гранитоидного батолита, обрамленного вулcano-тектоническими образованиями мелового возраста.

Комсомольский и Ям-Алиньский районы приурочены к аккреционным складчатым системам пространственно совпадает с одноименной вулканической зоной (Родионов, 2005).

*Комсомольский рудный район.* В пределах Комсомольского рудного района установлено несколько сотен зон рудной минерализации, в основном касситерит-силикатной формации. Кристалломорфологическими исследованиями было охвачено около 40 проявлений оловорудной минерализации, в которых проанализировано достаточно представительное количество проб. Из этого числа 25 рудопроявлений получили оценку на глубоких горизонтах в процессе поисково-оценочных (14) либо разведочных работ, которые позволили определить достоверность прогнозов, полученных ранее кристалломорфологическим методом.

При разбуровке кристалломорфологическим методом из 25 рудопроявлений положительный прогноз получили 11 зон минерализации. Последующей проверкой на стадии разведочных работ этот прогноз подтвердился по 6 рудопроявлениям. В пяти положительно оценённых последующими работами предварительной разведки прогноз не подтвердился.

Среди рудопроявлений, получивших отрицательную оценку на глубину, сходимость результатов оказалась более высокой. Отрицательный прогноз подтвердился по 8 рудопроявлениям из 10.

*Баджальский рудный район.* Кристалломорфологическое изучение касситерита из рудопроявлений Баджальского рудного района началось с первыми поисковыми работами в середине 70-х годов прошлого века (Вдовина, 2005).

В процессе исследования на стадии поисково-разведочных работ был изучен касситерит рудопроявлений структуры «Ось Баджала». Кристалломорфологические критерии свидетельствовали о высоком уровне среза и незначительных перспективах рудопроявлений. Детальных работ не проводилось.

Наиболее детально изучено месторождение *Правоурмийское*. Морфология кристаллов касситерита этого месторождения исследовалась на всех стадиях поисковых и разведочных работ (Вдовина, 1987, 2008). На первом этапе работы кристалломорфологическое картирование проведено по поверхностным горным выработкам. Оценка перспективности оруденения была такова:

- уровень денудационного среза достаточно высок;
- градиент вертикальной кристалломорфологической изменчивости велик, для месторождения характерна сближенность верхних и нижних границ оруденения;
- предполагаемая протяжённость оруденения на глубину составляет 200–220 метров;
- в средней части месторождения морфология кристаллов позволяет предположить большую протяжённость оруденения на глубину и наличие промышленных руд.

В ходе детальной разведки был получен материал с глубоких горизонтов месторождения. Результаты кристалломорфологического анализа касситерита месторождения подтвердились результатами разведочных работ. Протяжённость оруденения на глубину не превысила 250 метров. Уровень денудационного среза действительно высок. Кроме того, результаты исследования кристалломорфологических особенностей касситерита Правоурмийского месторождения подтвердили закономерность пространственно-временного распределения морфологических типов касситерита. Была установлена та же последовательность смены кристаллов касситерита от типа I к типу V на месторождении штокеркового типа касситерит-кварцевой формации. Месторождение эксплуатируется в настоящее время.

*В пределах Верхнебаджальского рудного узла* изучены около десятка. Наиболее детально и с поверхности и на глубине разведано месторождение Ближнее. *Месторождение Ближнее.* Касситерит короткопризматического почти изометричного габитуса, IV и меньше V типа, балльность составляет 92–130. По кристалломорфологическим особенностям перспективность оруденения на глубину небольшая. Данные разведки не подтвердили перспективы месторождения на глубину (Вдовина, 2011).

Более перспективным является рудопроявление *Талиджак*. Касситерит преимущественно IV и V типами, средней степени удлинения, балльность изменяется в пределах 100–200. Градиент кристалломорфологической изменчивости выражен слабо, Рудопроявление характеризуются как слабо эродированное. Вертикальный размах оруденения предполагается до 500 м. Денудационный срез составляет 70–120 м. Детальных разведочных работ не проводилось.

*Ям-Алинский рудный район.* Рудопроявления изучались только на стадии поисково-разведочных работ. Рудопроявление Сорукан. Касситерит отмечается в зонах кварц-хлоритового состава в виде рассеянной и гнездовой вкрапленности и кварц-касситеритовых линз и прожилков. В их составе преобладают пирамидально-призматические кристаллы IV кристалломорфологического типа, в небольшом количестве встречаются кристаллы V типа. Наблюдается очень много призматических обломков кристаллов самой разной длины, в том числе и конусовидные. Все кристаллы IV типа характеризуются умеренной и сильной степенью удлинения, зональным строением, зоны роста фиксируют развитие касситерита в типах II – IV. Класс развития месторождения 4. Месторождение слабо эродировано, перспективно на глубину (Вдовина, 2011).

Из других рудопроявлений интерес представляют рудопроявления участка Широкий, Эксан и Бастион. Касситерит очень мелкий, почти бесцветный, слегка желтоватый, часто отмечается в звездчатых сростках и агрегатах. Представлен IV и V кристалломорфологическими типами с преобладанием V типа. Для кристаллов характерны короткие головки (тупая пирамида), умеренная и сильная степень удлинения. Кристаллы прозрачные зональные, наблюдаемые фантомы роста показывают развитие их в типе IV и III. Нередко встречаются простые коленчатые двойники. Присутствие разных по физическим и

кристалломорфологическим свойствам касситерита дает право предполагать развитие оловянной минерализации в несколько стадий. В целом участок перспективный, слабо эродированный

Использование кристалломорфологического анализа для определения денудационного среза, протяженности оруденения на глубину и в целом для промышленной оценки оловорудной минерализации целесообразно на стадии поисково-разведочных работ. Но достоверность и надёжность оценки возрастёт, если его использовать в комплексе с другими, минералогическими, геохимическими и другими исследованиями.

### Литература

- Евзикова Н.З.* Поисковая кристалломорфология. М.: Недра, 1984.
- Родионов С.М.* Металлогения олова Востока России. М.: Наука, 2005.
- Вдовина И.А.* Кристалломорфология касситерита как один из критериев промышленной оценки оловорудного месторождения. //Записки ВМО. 1987. Вып. I. С. 60–65.
- Вдовина И.А.* Кристалломорфологические особенности касситерита рудопроявлений Баджальского рудного района. // Естественно-географические исследования. Комсомольск-на-Амуре: изд-во Комсомольского-на-Амуре гос. пед. ун-та, 2005. С.4–13.
- Вдовина И.А.* Морфоструктурно-кристалломорфологическая оценка перспективности оруденения (на примере Баджальского оловорудного района) //Федоровская сессия 2008. Тезисы докладов международной научной конференции СПб, 2008. С. 246–249.
- Вдовина И.А.* О кристалломорфологии касситерита X Международная конференция «Новые идеи в науках о Земле». Доклады: в 3 т. Т.1. / РГГРУ.-М.: Экстра-Принт, 2011. С. 107–108

---

---

*Вигасина М.Ф.<sup>1</sup>, Гриценко Ю.Д.<sup>1,2</sup>, Огородова Л.П.<sup>1</sup>,  
Ксенофонтов Д.А.<sup>1</sup>, Бычков А.Ю.<sup>1</sup>, Мельчакова Л.В.<sup>1</sup>*

<sup>1</sup>Московский государственный университет, Москва, Россия, [logor@geol.msu.ru](mailto:logor@geol.msu.ru),  
<sup>2</sup>Минералогический Музей им. А.Е. Ферсмана РАН, Москва, Россия

### КАЛОРИМЕТРИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ МОНТИЧЕЛЛИТА

Монтичеллит  $\text{Ca}(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_4$  – островной ортосиликат кальция и магния, типичный контактово-метасоматический минерал, образующийся в высокотемпературных скарнах в ассоциации с мелилитом, бруситом, форстеритом и шпинелью. Он является одним из породообразующих минералов щелочных и ультраосновных пород совместно с нефелином, мелилитом, форстеритом, флогопитом; отмечается в кимберлитах. Для исследований был выбран образец монтичеллита из щелочно-ультраосновных интрузивных пород горного массива Кондёр (платиновое месторождение Кондёр, Хабаровский край, Россия). Образец представлен агрегатом крупных (3–10 мм) короткопризматических кристаллов и зерен в кальците в ассоциации с мелкозернистым флогопитом.

Химический анализ образца выполнен на электронно-зондовом микроанализаторе «Camebax-microbeam» (Франция) с энергодисперсионным Si(Li)-детектором и системой анализа INCA Energy Oxford в Минералогическом музее имени А.Е. Ферсмана РАН. Рассчитанная на 8 зарядов химическая формула  $(\text{Ca}_{1.00}\text{Mg}_{0.95}\text{Fe}^{2+}_{0.05})[\text{SiO}_4]$  близка к теоретической  $\text{CaMg}[\text{SiO}_4]$ .

Рентгенографическое изучение образца на порошковом дифрактометре «STOE-STADI MP» (Германия) с изогнутым Ge (III) монохроматором подтвердило отнесение изученного образца к монтичеллиту в соответствии с данными RRUFF для монтичеллита близкого состава (штат Арканзас, США).

Спектр ИК-поглощения, полученный на Фурье-спектрометре «ФСМ-1201» (ЛОМО, Россия), совпадает со спектрами монтичеллита из того же месторождения Кондёр (Chukanov, 2014) и синтетического аналога монтичеллита (Handke et al., 1984).

Спектр комбинационного рассеяния, зарегистрированный на микроскопе «EnSpector R532» (Россия), аналогичен спектрам неориентированных образцов монтичеллита из Калифорнии, США (Mouri et al., 2008) и Арканзаса, США (RRUFF).

Проведенные диагностические исследования показали, что изученный образец монтичеллита является чистой мономинеральной фазой и может быть использован для определения фундаментальных термодинамических констант.

Калориметрическое изучение выполнено на микрокалориметре Тиана-Кальве «Setaram» (Франция) методом растворения в расплаве состава  $2\text{PbO}\cdot\text{B}_2\text{O}_3$ . При проведении экспериментов образцы массой 1.2–



6.1( ± 2·10<sup>-3</sup>) мг сбрасывали от комнатной температуры в расплав-растворитель, находящийся в микрокалориметре при  $T = 973$  К; измеряемая величина теплового эффекта включала приращение энтальпии монтичеллита и энтальпию его растворения  $\Delta H = [H^0(973 \text{ К}) - H^0(298.15 \text{ К}) + \Delta_{\text{раств}} H^0(973 \text{ К})]$ . Предполагалось, что при проведении 6–8 растворов в порции расплава массой 30–35 г. соотношение растворенное вещество – растворитель может быть отнесено к бесконечно разбавленному раствору с энтальпией смешения, близкой к нулю. Калибровку микрокалориметра осуществляли по приращению энтальпии эталонного вещества – платины (Robie and Hemingway, 1995). Среднее значение величины  $\Delta H$  из 8 измерений для изученного минерала составило  $992.4 \pm 26.5$  Дж/г =  $156.9 \pm 4.2$  кДж/моль, погрешность рассчитана с вероятностью 95 %.

На основании полученных данных по растворению была рассчитана с использованием реакции:  $\text{CaO} + \text{MgO} = \text{CaMg}[\text{SiO}_4]$  величина стандартной энтальпии образования монтичеллита из элементов:  $\Delta_f H^0_{\text{el}}(298.15 \text{ К}) = -2248.4 \pm 4.5$  кДж/моль. Проведена оценка отсутствующего в литературе значения стандартной энтропии и рассчитана величина энергии Гиббса образования монтичеллита.

Полученные термодинамические характеристики монтичеллита могут быть рекомендованы для внесения в существующую базу данных по фундаментальным термодинамическим константам минералов, необходимым для расчета полей устойчивости, условий образования минеральных фаз и определения P–T условий формирования парагенетических ассоциаций. Представленные результаты по энтальпии и энергии Гиббса образования монтичеллита позволили рассчитать поля устойчивости минералов в системе  $\text{MgO}-\text{CaO}-\text{SiO}_2-\text{CO}_2$ .

### Литература

*Chukanov N.V.* Infrared Spectra of Mineral Species: Extended Library. Springer-Verlag GmbH, Dordrecht–Heidelberg–New York–London. 2014. 1703 p.

*Handke M., Kosinsky K., Tarte P.* Vibrational spectra and force constants calculations of the isotopic species of  $\text{MgCaSiO}_4$  // J. Mol. Struct. 1984. V. 115. P. 401-404.

*Mouri T., Enami M.* Raman spectroscopic study of olivine-group minerals // J. Mineral. Petrol. Sci.. 2008. V. 103. P. 100-104.

*Robie R.A., Hemingway B.S.* Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15 K and 1 bar (10<sup>5</sup> Pascals) pressure and at higher temperatures // U.S. Geol. Surv. Bull.. 1995. № 2131. 461 p.

---

---

*Володичев О.И., Кузенко Т.И., Максимов О.А.*  
*Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, volod@krc.karelia.ru*

### БЕЛЫЕ СЛЮДЫ В ЭКЛОГИТАХ И ЦОИЗИТИТАХ ГРИДИНСКОГО ЭКЛОГИТ СОДЕРЖАЩЕГО КОМПЛЕКСА (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)

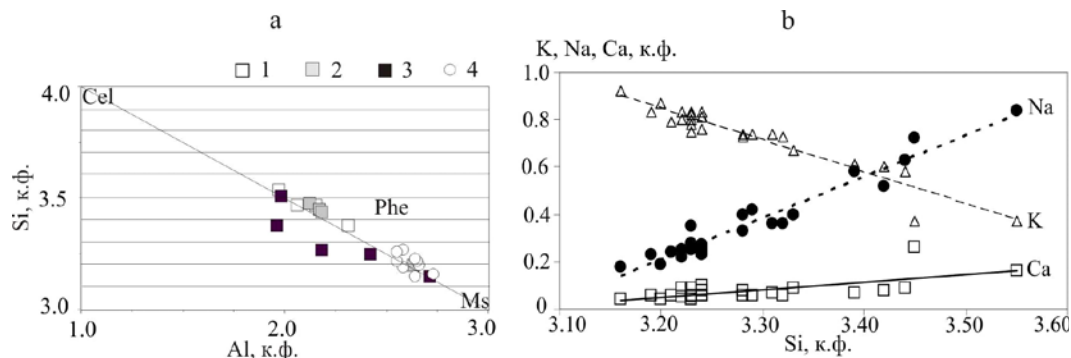
Среди белых слюд фенгиты, входящие в группу мусковит-селадонитового ряда (Номенклатура слюд, 1998), и парагониты являются индекс-минералами высокобарических (НР) и ультравысокобарических (УНР) условий метаморфизма.

В Гридинском эклогитсодержащем комплексе (Володичев и др., 2004) фенгиты (Si = 3.15–3.20 к.ф. на 11 О) впервые были обнаружены и описаны К.А. Докукиной и др. (2010) в прожилке гранитной лейкосомы в габбро, несущем признаки раннего НР метаморфизма (м. Варгас).

Результаты наших недавних исследований свидетельствуют о широком и разнообразном проявлении этих минералов в породах эклогитовой фации Гридинского комплекса.

Кианитовые и цоизит-кианитовые апоэклогиты о-ва Овечьего претерпели неоднократные интенсивные метаморфические преобразования. Основной фон составляют Di–Pl симплектиты. Omf (40 % Jd) вместе с Zo встречаются во включениях только в одном зерне Ку. Кристаллы Ку и Zo, как и в фанерозойских эклогитах (Vrabec et al., 2012 и мн. др.), имеют характерные коронитовые структуры, сложенные короной анортитового состава с локальными или обильными симплектитами с Spl, Spr, Crn и др. и внешней короной Amf–Pl (40 ± 3 % An) состава. Ранняя генерация фенгитов Phe1 (рис. 1а) образует включения в кристаллах Ку (Phe Si = 3.48 к.ф.), Zo (Phe Si = 3.38 к.ф.) и совместно с Zo и Qtz в Grt (Phe Si = 3.54 к.ф.). Крупные чешуйки Phe2 (Si = 3.44–3.48 к.ф.) прорастают и обрастают кристаллы Ку (рис. 1а). С ними ассоциируют мелкие зерна Kfs и минерала, по составу соответствующему Jd (?!). Phe3 (Si = 3.15–3.51 к.ф.) в виде мелкочешуйчатых агрегатов (рис. 1а и 2а) является основным компонентом, интенсивно развивающимся по Ку вплоть до его полного замещения. С Phe3 ассоциирует Jd. В этой тонкозернистой массе в различных соотношениях присутствует более поздний Crn ± Vt в виде агрегатов мелких точечных

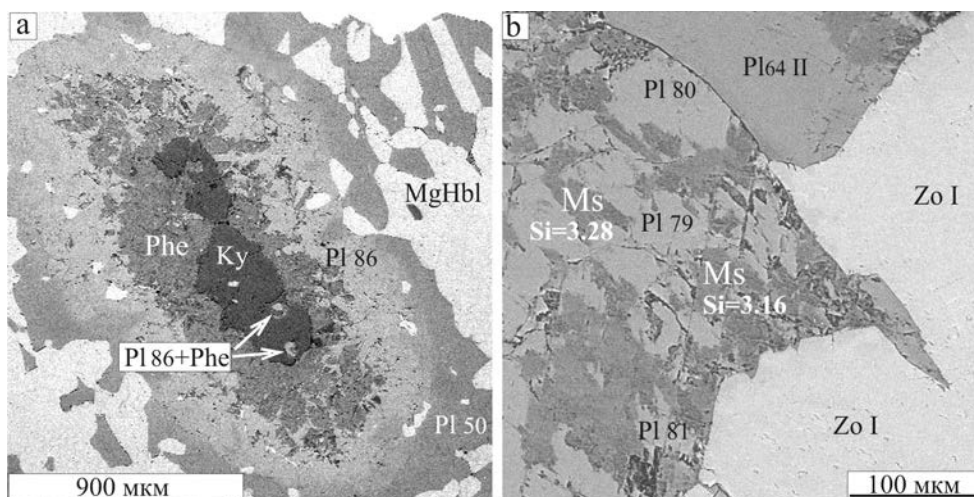
кристаллов. В ряде случаев их содержание резко преобладает, особенно на участках полного замещения Ку. В фанерозойских кианитовых эклогитах (Vrabec et al., 2012 и др.) подобных замещений Ку не отмечалось.



**Рис. 1.** а – Составы фенгитов в Zo-Ку апоэклогитах (1–3) и цоизититах (4). б – Диаграмма составов белых слюд мусковит-саладонитового ряда (исключая фенгиты), образовавшихся по основному плагиоклазу до кристаллизации цоизитов. 1 – включения в Grt, Zo, Ку; 2 – чешуйки фенгита, замещающего кианит; 3 – мелкочешуйчатые агрегаты фенгита, замещающего кианит; 4 – мелкочешуйчатые агрегаты фенгита, замещающего плагиоклаз.

Высокие Si-параметры в фенгитах, очевидно, отражают НР условия метаморфизма, соответствующие эклогитовой фации с ретроградной тенденцией.

Цоизититы в Гридинском эклогитсодержащем комплексе занимают такое же геологическое положение, как и кианитовые эклогиты – в составе обломочного компонента в разгнейсованной гранитоидной матрице. Находки в мономинеральных цоизититах реликтов, сложенных  $Pl (\geq 82-83 \% An) \pm Di$  позволяют предполагать анортозитовую природу их протолита. Pl в реликтовых обособлениях подвергался интенсивному воздействию мелкочешуйчатых агрегатов белых слюд (рис. 2b) мусковит-саладонитового ряда. Меньшая их часть соответствует фенгитам ( $Si = 3.15-3.27$  к.ф.) (рис. 1a), а основная масса представлена слюдами, не имеющими аналогов в номенклатуре белых слюд (Номенклатура слюд, 1998) («алюминосаладонитовые мусковиты»?). В интервале  $Si = 3.12-3.55$  к.ф. при отсутствии в составе Fe и Mg отмечается увеличение содержаний Ca (0.04–0.26 к.ф.) и Na (0.18–0.84 к.ф.) при снижении содержаний K (0.92–0.37 к.ф.) (рис. 1b). Крайние члены этого ряда ( $Na > K > 0.5$  к.ф.) относятся к Na слюдам – парагонитам с необычными для них высокими содержаниями  $Si = 3.44-3.55$  к.ф. Следующая стадия – кристаллизация Zo до образования мономинеральных цоизититов с прогрессивным ростом содержаний  $Fe^{3+}$  в Zo (0.10–0.17 к.ф.). В Zo фиксируются включения основного Pl и Phe.



**Рис. 2.** а – Кристалл Ку в Ку апоэклогите замещается мелкочешуйчатыми агрегатами фенгита (+ мусковит). б – реликтовый участок Pl-протолита с интенсивным развитием по нему мелкочешуйчатых агрегатов белых слюд (+ фенгит) с позднее образованными Zo I и Pl II (обр. 1603-2a, BSE image).

Процессы образования белых слюд – цоизитов отражают единый проградный тренд метаморфизма эклогитовой фации.

*Авторы выражают глубокую благодарность проф. А.Г. Булаху и проф. В.Г. Кривовичеву за очень полезную консультацию.*

### Литература

Номенклатура слюд: заключительный доклад Подкомитета по слюдам Комиссии по новым минералам и названиям минералов Международной минералогической ассоциации (КНМНМ ММА) // ЗВМО. № 5. 1998. С. 55–65.

*Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикина Е.В., Конилов А.Н., Кузенко Т.И.* Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 609–631.

*Докукина К.А., Баянова Т.Б., Каулина Т.В., Травин А.В., Конилов А.Н.* Новые геохронологические данные для метаморфических и магматических пород района села Гридино (Беломорская эклогитовая провинция) // Докл. РАН. 2010. Т. 432. № 3. С. 370–375.

*Vrabec M., Janak M., Froitzheim N., Hoog J.C.M.* Phase relations during peak metamorphism and decompression of the UHP kyanite eclogites, Pohorje Mountains (Eastern Alps, Slovenia) // Lithos. 2012. V. 144–145. P. 40–55.

---

---

*Володичев О.И., Максимов О.А., Кузенко Т.И.*  
*Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, volod@krc.karelia.ru*

### ЩЕЛОЧНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ДАЙКЕ ЭКЛОГИТИЗИРОВАННЫХ ОЛИВИНОВЫХ ГАББРОНОРИТОВ (С. ГРИДИНО, КАРЕЛИЯ)

В Беломорской провинции Фенноскандинавского щита установлены две возрастные и генетические группы эклогитов (Володичев и др., 2004). Архейские эклогиты с возрастом  $2720.7 \pm 5.8$  млн. лет являются вероятным аналогом широко распространенных в природе коровых эклогитов – в составе ксенолитов в разgneйсованной гранитоидной матрице. Другой генетический тип – палеопротерозойские эклогиты, развитые в трех сближенных во времени генерациях даек базитов, имеющих четкие интрузивные контакты с вмещающими породами, метаморфизованными в амфиболитовой фации.

Наиболее распространенными среди них являются дайки оливиновых габброноритов с возрастом  $2389 \pm 25$  млн. лет (Слабунов и др., 2011). На о-ве Избная луда в дайке данной генерации мощностью ~ 2 м впервые была обнаружена щелочная минерализация.

Магматические минералы представлены оливинами, авгитами и энстатитами. Последние в виде монокристаллов распространены значительно реже, но они в больших количествах присутствуют в виде ламелл в авгитах. При наложенных преобразованиях происходит их трансформация с коалесцентной перекристаллизацией энстатитов в виде относительно крупных обособлений неправильной формы. При этом изменяется состав авгитов – происходит увеличение в них содержания Na-компонента от 10–18 до 30–35 к.ф. и меняется вектор Ae-Jd. Краевые части монокристаллов авгита нередко приобретают омфацитовый состав.

Второй составляющей этой породы являются «альбитовые окна» – относительно мелкозернистые округлой или неправильной формы образования, имеющие в BSE изображениях черную окраску за счет преобладающих в этой массе альбитов (5–10 % до 13 % An), ассоциирующих с амфиболом. Другие компоненты в разных сочетаниях представлены Omp (24–43 % Jd), Орх, реже Dol и Вт. Амфибол преимущественно имеет Prg состав ( $Na_2O = 3.5–4.5$  %), но в отдельных случаях представлен единичными кристаллами магнезиотарамита (Mtar) и магнезиокатофорита (Mkt) ( $Na_{av} \geq 0.5$ ).

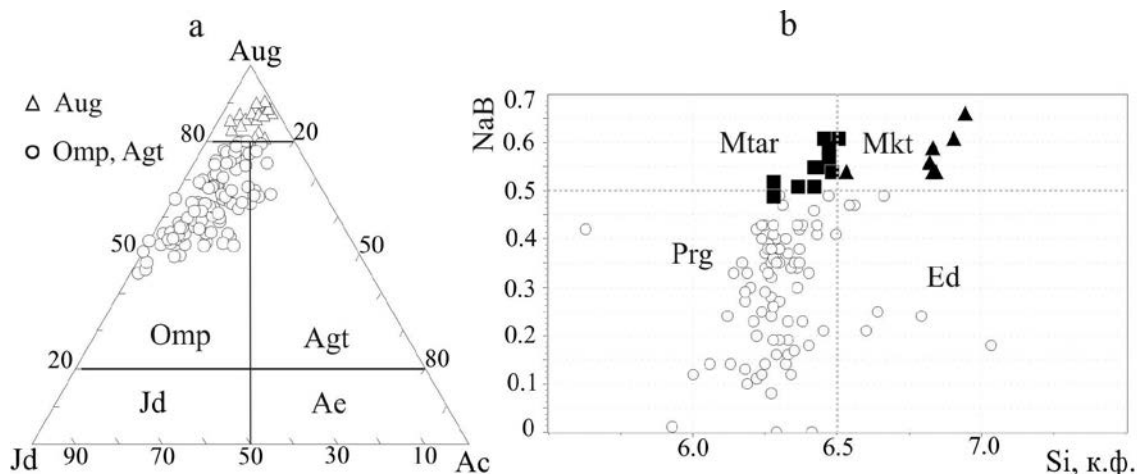
В одном из шлифов в «альбитовом окне» вместе с альбитом и амфиболом встречены мелкие неправильной формы резорбированные реликтовые зерна граната. В одном случае зафиксирован контакт Grt (30 % Prp, 11 % Grs) с Omp (29 % Jd), что указывает на возможное проявление реликтового эклогитового метаморфизма ( $P = 14.0$  кбар,  $T = 740$  °C).

Третий петрографический компонент породы – матрица, заполняющая пространство между магматическими монокристаллами и «альбитовыми окнами». За исключением единственного наблюдавшегося фрагмента зональности  $Ol \rightarrow Орх \rightarrow Omp$  без гранатовой оболочки признаки коронарных структур не были установлены.

Среди локального проявления Grt в виде кристаллов размером до 200 мкм в контакте с Grt (35 % Prp, 9 % Grs) было обнаружено зерно Omp (23 % Jd), что, как и ранее, возможно, отражает реликтовое проявление эклогитового метаморфизма ( $P = 12.8$  кбар,  $T = 720$  °C). Но кристаллы Grt были подвержены интенсивному изменению с развитием по нему плагноклаза (20–25 % An), амфибола, биотита в ассоциации с Орх с сохранением мелких его размеров в этой массе.

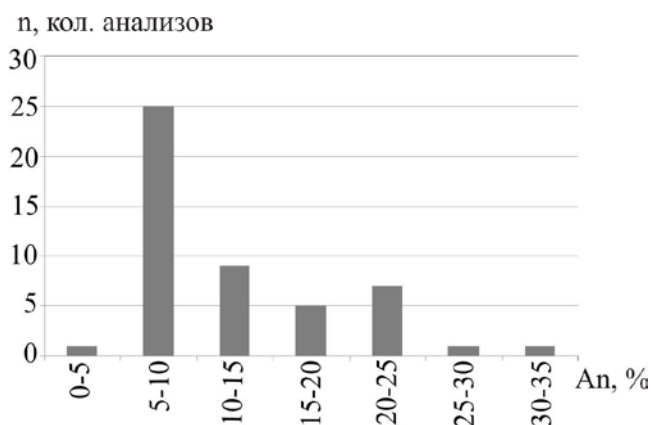
Основными же компонентами этой зоны являются проявляющиеся в различных сочетаниях Срх (Omp и Agt), Amf и Орх. Agt и обогащенный акмитом Omp являются типичными компонентами этой системы (рис. 1а). Mkt, при локальном проявлении, ассоциируют с Agt, Ab и Dol. Бедный акмитом Omp с высокими содержаниями Jd (49–53 %) характерен для внешней и контактовой зон «альбитовых окон». Амфибол в основном представлен Prg с возрастающим содержанием Na<sub>2</sub>O до 5 %. Участок с большим содержанием Na<sub>2</sub>O, соответствующий Mtar, установлен в пограничной области кристаллов Ol совместно с Орх и единичным зерном Omp (24 % Jd).

Таким образом, к щелочной минерализации в метаморфизованном оливиновом габбронорите можно отнести Mtar и Mkt, как конечные члены ряда прогрессивного Na тренда в амфиболовом ряду (рис. 1б); Omp с возрастающим до 53 % содержанием Jd, очевидно, не имеющего связи с эклогитовым процессом;



**Рис. 1.** Составы клинопироксенов (а) и амфиболов (б) в дайке оливиновых габброноритов с щелочной минерализацией.

Agt и Omp с повышенными содержаниями акмита (рис. 1а), отражающими повышенную активность O<sub>2</sub>, а также широкое распространение кислого плагиоклаза – альбита (5–10% An, рис. 2). Щелочная минерализация, очевидно, проявилась в дайке автономно на заключительной автометаморфической стадии в условиях гранулитовой фации (постоянное присутствие равновесного энстатита). Об этом свидетельствуют следующие данные.



**Рис. 2.** Составы плагиоклазов в дайке оливиновых габброноритов с щелочной минерализацией.

Дайка сечет архейские гнейсо-граниты с жилами микроклиновых гранитов (возраст  $2670 \pm 8$  млн. лет, проба вблизи контакта, Слабунов и др., 2017). Изучение узких экзоконтактовых зон дайки показало проявление контактового метаморфизма в виде характерных тонкозернистых агрегатов Grt  $\pm$  Bt, Amf, Di ( $P = 7.5\text{--}8.0$  кбар,  $T \sim 700$  °C). Дайка сечется двумя дайками разных генераций: 1 – дайкой метаморфизованных габброноритов, соответствующих второй фазе становления комплекса лерцолитов – габброноритов (Stepanova, Stepanov, 2010); 2 – дайкой коронитового габбро с возрастом 2.12 млрд лет (Степанова и др., 2003). При этом какие-либо тектонические или метаморфические признаки воздействия на них в местах пересечения полностью отсутствуют. Химический состав описанных габброидов со щелочной минерализацией ( $\text{SiO}_2 = 49\text{--}50$  %,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 2.90\text{--}3.40$  %) соответствует нормальным щелочным

габброидам (Петрографический кодекс, 2009) и сопоставим с содержаниями этих элементов в оливиновых габброноритях района с. Гридино и Западного Беломорья в целом (Степанов, 1981).

### Литература

Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибилова Е.В., Конюхов А.Н., Кузнецов Т.И. Архейские эколлиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. Т. 12. № 6. 2004. С. 609-631.

Слабунов А.И., Володичев О.И., Скублов С.Г., Березин А.В. Главные стадии формирования палеопротерозойских эколлитизированных габброноритов по результатам U-Pb (SHRIMP) датирования цирконов и изучения их генезиса // Докл. РАН. Т. 437. № 2. 2011. С. 238-242.

Слабунов А.И., Сибелев О.С., Ли Сяоли. Неоархейские посткинematические микроклиновые граниты в Гридинской зоне меланжа (Беломорская провинция Фенноскандинавского щита): геология, возраст, геодинамические следствия // Геодинамика раннего докембрия: сходства и различия с фанерозоем. Материалы конференции и путеводитель экскурсий. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2017. С. 232-235.

Stepanova, A., Stepanov, V. Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield // Precambrian Res. 183. 2010. P. 602-616.

Степанова А.В., Ларионов А.Н., Бибилова Е.В. и др. Раннепротерозойский (2.1 млрд лет) Феттолеитовый магматизм Беломорской провинции Балтийского щита: геохимия, геохронология // ДАН. Т. 390. № 4. 2003. С. 528-532.

Петрографический кодекс России. СПб.: ВСЕГЕИ. 2009. 200 с.

Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.: Наука. 1981. 216 с.

---

**Воробей С.С.<sup>1</sup>, Бутвина В.Г.<sup>2</sup>, Сафонов О.Г.<sup>1,2</sup>, Варламов Д.А.<sup>2</sup>, Бондаренко Г.В.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Московский государственный университет, Москва, Россия, vorobey.sofya93@mail.ru

<sup>2</sup>Институт экспериментальной минералогии РАН, Черногловка, Россия

### НОВЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ ПО ОБРАЗОВАНИЮ РЕДКИХ ХРОМИСТЫХ ТИТАНАТОВ (ИМЭНГИТА И ПРАЙДЕРИТА)

Модальный метасоматоз является важнейшим процессом в верхней мантии, определяющий не только многообразие парагенезисов самих мантийных пород, но и образование при их частичном плавлении специфических по составу магм (Haggerty, 1987). Помимо широко распространенных амфиболов, флогопита, апатита, карбонатов, сульфидов, титанита, ильменита, рутила, в ходе этого процесса появляются уникальные минеральные фазы. Среди них особое место занимают минералы групп кричтонита, магнетоплюмбита и голландита – редкие титанаты, обогащенные крупноионными литофильными (LILE), прежде всего, К и Ва, высокозарядными (HFSE), легкими редкоземельными (LREE) элементами, а также U и Th.

В данной работе сделана попытка экспериментально воспроизвести при условиях верхней мантии реакции образования с участием калиевого водно-углекислого флюида двух титанатов: прайдерита и имэнгита.

Интерес к минералам группы магнетоплюмбита (МГМ) связан как с их присутствием в качестве акцессорных компонентов в разных типах горных пород, в основном метасоматического генезиса, так и с тем, что синтетические аналоги некоторых из этих минералов нашли широкое применение в качестве ферромагнитных материалов с высокой коэрцитивной силой (Stäblien, 1982).

Имэнгит  $K(Cr, Ti, Mg, Fe, Al)_{12}O_{19}$  – это редкий минерал группы магнетоплюмбита  $PbFe_{12}O_{19}$  (напр. Haggerty, 1991) с общей формулой  $AM_{12}O_{19}$ , установленный в качестве продукта метасоматического изменения хромшпинели в кимберлитовых дайках провинции Шаньдун, Китай (Dong et al., 1983) в ассоциации с оливином, пиропом, магнезиальным хромитом, флогопитом, ильменитом, хром-диопсидом, апатитом, цирконом, муассонитом. Как продукт изменения ксенокристаллов магнезиального хромита имэнгит выявлен в тяжелом концентрате из кимберлитового силла в районе Гуаниамо, Венесуэла (Nixon, Condliffe, 1989) и в кимберлитах Тёрки-Уэлл, Австралия (Kiviets et al., 1998).

Согласно композиционным характеристикам, хромиты, по которым развивается имэнгит, принадлежат к ассоциации алмазоносных гранатовых гарцбургитов (Nixon, Condliffe, 1989). Так что по мнению некоторых авторов имэнгит является продуктом реакций алмазоносных гарцбургитов, слагающих основание литосферной континентальной мантии на глубинах порядка 150 км, с флюидами, обогащенными К, HFSE, LREE. Подтверждением тому является находка имэнгита и хауторнеита в метасоматической жиле, секущей гарцбургитовый ксенолит из кимберлитов трубки Буллфонтейн (ЮАР), совместно с флогопитом,

калиевым рихтеритом, минералами группы линдслеит-матиасит, армалколитом, рутилом, ильменитом (Haggerty, 1987).

Прайдерит - сложный твердый раствор в системе  $A^+_2B^{2+}Ti_7O_{16} - A^{2+}B^{3+}_2Ti_6O_{16} - A^+_2B^{3+}_2Ti_6O_{16}$ . Прайдерит известен в перидотитовых ксенолитах из кимберлитов (Naemura et al, 2015; Konzett et al, 2013; Haggerty, 1991), а также в виде включений в алмазах. При этом редкая хром-доминантная разновидность прайдерита встречается исключительно в метасоматизированных перидотитах (Naemura et al, 2015; Konzett et al, 2013; Haggerty, 1987,1991). Его образование связывают с проникновением в перидотиты богатых щелочами флюидов (расплавов) с низкой активностью  $SiO_2$  (Konzett, 2013) и их реакциями с хромсодержащими минералами, прежде всего, хромитом.

Приведены результаты первых экспериментов по кристаллизации хромистого прайдерита и имэнгита при реакциях ассоциации хромит + ильменит/рутил с флюидом  $H_2O-CO_2-K_2CO_3$  при 5 ГПа и 1200 °С.

Прайдерит в ассоциации с хромитом и рутилом появляется в продуктах опытов со смесью хромит+ $TiO_2$ . Встречаются как отдельные зерна прайдерита, так и его включения в рутиле. В результате проведения опытов с участием ильменита был идентифицирован имэнгит, который ассоциируется также с хромитом, ильменитом и небольшим количеством флогопита.

Присутствие прайдерита и имэнгита было подтверждено с помощью КР-спектроскопии. КР-спектры хромсодержащего прайдерита близки к пикам в спектрах природного К-Сг-прайдерита. В ходе экспериментов впервые был синтезирован хромистый прайдерит, не содержащий Ва. В результате экспериментов продемонстрирована совместная кристаллизация имэнгита и прайдерита в ходе реакции хромита и ильменита с калиевым водно-карбонатным флюидом, что подтверждает возможность совместного образования титанатов в результате метасоматоза верхнемантийных перидотитов с участием карбонатных флюидов или расплавов (Konzett J et al, 2005; Nikitina L.P. et al ,2005) в условиях высокой активности калия (Сафонов О.Г., Бутвина В.Г., 2016). Установлено, что для образования имэнгита необходима фаза, содержащая Fe (ильменит), при реакции хромита с рутилом имэнгит не образуется.

За стабильность минералов группы хауторнеит-имэнгит (так же, как и минералов группы кричтонита – линдслеита и матиасита) отвечают не только температура и давление, но и специфические химические условия. Эти минералы формируются тогда, когда способность концентрирования К и Li в флогопите и калиевом рихтерите исчерпана. Иначе говоря, образование минералов групп хауторнеит-имэнгит и линдслеит-матиасит в ассоциациях с флогопитом и/или калиевым рихтеритом отвечает наивысшим степеням мантийного метасоматоза, которые обычно определяются высокими концентрациями (активностями) щелочных компонентов, прежде всего калия, во флюидах, заметно больших, чем необходимо для образования флогопита и калиевого рихтерита (Сафонов, Бутвина, 2016). Включения подобных флюидов обнаружены в минералах ассоциаций MARID (Konzett et al., 2014) – наиболее близким к тем ассоциациям, для которых стабильны минералы групп хауторнеит-имэнгит и линдслеит-матиасит. Итак, эти минералы могут рассматриваться как индикаторы активности высокощелочных водных или водно-углекислых флюидов в верхней мантии. Однако нет ни экспериментальных, ни расчетных данных, которые бы ответили на вопрос, насколько высоки должны быть концентрации щелочносолевых компонентов во флюидах для появления минералов групп хауторнеит-имэнгит и линдслеит-матиасит.

## Литература

- Dong Z., Zhou J., Lu Q., Peng Z. // KexueTongbao, Bull. Sci. 1983. №15. P. 932–936 (in Chinese).
- Haggerty S.E., 1987 Metasomatic mineral titanates in upper mantle xenoliths. In *Mantle Xenoliths* (Nixon, P. H., ed.). J. Wiley and Sons Ltd., Chichester, 671–90.
- Haggerty, S.E., 1991. Oxide mineralogy of the upper mantle. In: Lindsley, D.H. (Ed.), *Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance. Reviews in Mineralogy*, vol. 25, pp. 355–416.
- Konzett J., Wirth R., Hauzenberger Ch., Whitehouse M. 2013. Two episodes of fluid migration in the Kaapvaal Craton lithospheric mantle associated with Cretaceous kimberlite activity: Evidence from a harzburgite containing a unique assemblage of metasomatic zirconium-phases // *Lithos*. V. 182-183, pp. 165–184.
- Kiviets, G. B., Phillips, D., Shee, S. R., Vercoe, S. C., Barton, E. S., Smith, C. B., & Fourie, L. F. (1998).  $^{40}Ar/^{39}Ar$  dating of yimengite from Turkey Well kimberlite, Australia: the oldest and the rarest. Ext. Abstr. In *7th International Kimberlite Conference* (pp. 432–434).
- Konzett J., Yang H., Frost D.J. // *Journal of Petrology*. 2005. V. 46. № 4. P. 749–781.
- Konzett, J., Krenn, K., Rubatto, D., Hauzenberger, C., & Stalder, R. (2014). The formation of saline mantle fluids by open-system crystallization of hydrous silicate-rich vein assemblages—Evidence from fluid inclusions and their host phases in MARID xenoliths from the central Kaapvaal Craton, South Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 147, 1–25.
- Naemura K., Shimizu I., Svojtka M., Hirajima T. 2015. Accessory priderite and burbanrite in multiphase solid inclusions in the orogenic garnet peridotite from the Bohemian Massif, Czech Republic // *Journal of Mineral. and Petrol. Sciences*. V. 110, pp. 20–28.
- Nixon P.H., Condliffe E. // *Mineral. Mag.* 1989. V. 53. P. 305–309.

Nikitina L.P., Goncharov A.G., Saltykova A.K., Babushkina M.S. // *Geochemistry International*. 2010. V. 48. № 1. P. 15–40.

Stäblien H. Hard ferrites and plastiferrites. In: Wohlfarth E. P. (Ed.) // *Ferromagnetic Materials*. 1982. Vol. 3. P. 441–602.

Сафонов О.Г., Бутвина В.Г. // *Геохимия*. 2016. № 10. С. 893–908

Сафонов О.Г., Бутвина В.Г. Реакции-индикаторы активности К и Na в верхней мантии: природные и экспериментальные данные, термодинамическое моделирование. *Геохимия*. 2016. №10. с. 893–908.

---

---

Галускин Е.В.<sup>1</sup>, Галускина И.О.<sup>1</sup>, Крюгер Б.<sup>2</sup>, Кионтала А.<sup>1</sup>, Вапник Е.А.<sup>3</sup>, Мурашко М.Н.<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Силезский Университет, Катовице, Польша, irina.galuskina@us.edu.pl,

<sup>2</sup>Университет в Инсбруке, Австрия

<sup>3</sup>Университет им. Бен-Гуриона, Беэр-Шева, Израиль

<sup>4</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

### МИНЕРАЛЫ УРАНА В ПИРОМЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ КОМПЛЕКСА ХАТРУРИМ

Пирометаморфические породы Комплекса Хатрурим, распространенные в районе рифта Мертвого моря, характеризуются значительным разнообразием первичных высокотемпературных кальциево-урановых минералов. В ларнитовых конгломератах на территории Израиля и Палестины встречаются уранаты кальция: кубический ворланит,  $(\text{CaU})\text{O}_4$  (Galuskin et al., 2013), обнаруженный ранее в ларнит-содержащем ксенолите из игнимбрита Верхнечегемской кальдеры (Galuskin et al., 2011), и вапникит,  $\text{Ca}_3\text{UO}_6$  – единственный известный природный двойной перовскит, открытый на горе Хармун в Иудейских горах, Палестина (Galuskin et al., 2014). В спурритовом мраморе Комплекса Хатрурим на территории Иордании (Даба-Сивака), кроме ворланита и вапникита, обнаружены микронные зерна уранатов кальция с разным составом:  $\text{Ca}_2\text{UO}_5$ ,  $\text{Ca}_4\text{UO}_7$ ,  $\text{Ca}_5\text{UO}_8$ ,  $\text{Ca}_3\text{U}_2\text{O}_9$  и  $\text{Ca}_6\text{UO}_9$  (Khoury et al., 2015). Малые размеры минералов не позволили авторам полностью их изучить. Ворланит является уникальным минералом со структурой „радиационного типа”. «Протоворланитом» был тригональный уранат  $\text{CaUO}_4$  с упорядоченной структурой, которая впоследствии трансформировалась в неупорядоченную структуру флюоритового типа в результате радиоактивного распада (Galuskin et al., 2012). В отличие от ворланита, вапникит сохраняет свою первичную структуру (Galuskin et al., 2014). Ворланит был также обнаружен в паралавах пустыни Негев (Бассейн Хатрурим, Израиль; Galuskin et al., 2013) и в геленитовых роговиках Маале-Адумим (Палестина). В спурритовых породах Комплекса Хатрурим в пустыне Негев встречаются кристаллы уранового граната – эльбрусита, размером 5–10 мкм с содержаниями  $\text{UO}_3$  до 15–20 вес. %. Относительно крупные кристаллы эльбрусита размером до 50 мкм были обнаружены в спурритовых породах Даба-Сивака, Иордания, подвергшихся высокотемпературной куспидинизации. Содержания  $\text{UO}_3$  в этих метамиктных гранатах достигает 35–38 вес.%  $\text{UO}_3$ . Кристаллохимическая формула граната из Иордании,  $\sim\text{Ca}_3\text{Zr}_{1.1}\text{U}_{0.9}\text{Fe}_3\text{O}_{12}$ , отличается от принятой формулы эльбрусита –  $\text{Ca}_3\text{Zr}_{1.5}\text{U}_{0.5}\text{Fe}^{3+}_3\text{O}_{12}$  (Grew et al., 2013). Мы считаем, что в высокоурановых гранатах, образующихся в пирометаморфических породах большая часть урана находится в пятивалентной форме и, видимо, существует «второй эльбрусит» с формулой  $\text{Ca}_3\text{ZrU}^{5+}\text{Fe}^{3+}_3\text{O}_{12}$ . До последнего времени в пирометаморфических породах комплекса Хатрурим не были известны силикаты кальция с существенными содержаниями урана. Недавно в тонких жилах (1–3 см) ранкинит-шорломитовых паралав, приуроченных к геленитовым роговикам (Бассейн Хатрурим), был обнаружен куспидин с примесями урана от первых процентов до 23 вес.%  $\text{UO}_3$ . Куспидин с максимальным содержанием урана является метамиктным и его состав рассчитывается на формулу  $\sim\text{Ca}_{7.3}\text{U}^{5+}_{0.7}(\text{Si}_2\text{O}_7)_2\text{F}_{1.9}\text{O}_{2.1}$ , которая близка к формуле ниокалита  $\text{Ca}_7\text{Nb}^{5+}(\text{Si}_2\text{O}_7)_2\text{O}_3\text{F}$ . Структурные данные, полученные для куспидина с 12 вес. %  $\text{UO}_3$  (около 0.33 U на формулу), показали, что  $\text{U}^{4+}$  частично замещает Ca в позиции Ca2, тогда как в ниокалите  $\text{Nb}^{5+}$  занимает половину расщепленной позиции Ca1. В экспериментальной системе  $\text{CaO-UO}_3$   $\text{U}^{4+}$  появляется вместо  $\text{U}^{6+}$  при температурах выше 1200°C. В нашем случае можно предположить, что в ранкинит-шорломитовых паралавах при температуре выше 1100°C кристаллизовался U-содержащий куспидин с  $\text{U}^{4+}$  входящим в позицию Ca2 куспидина (Pialoux, Touzelin, 1998). При понижении температуры образовывался куспидин с  $\text{U}^{5+/6+}$  в позиции Ca1.

Работа выполнена при финансовой поддержке Национального Центра Науки (NCN), Польша; проект 2016/23/B/ST10/00869.

### Литература

Pialoux A., Touzelin B. Étude du système U-Ca-O par diffractométrie de rayons X à haute température // *Journal of Nuclear Materials*. 255. 1998. 14–25.

Galuskin E.V., Armbruster T., Galuskina I.O. et al. Vorlanite (CaU<sup>6+</sup>)O<sub>4</sub>: A new mineral from the Upper Chegem caldera, Kabardino-Balkaria, Northern Caucasus, Russia // *American Mineralogist*. 96. 2011. 188–196.

Galuskin E.V., Kusz J., Armbruster T. et al. (2013) Vorlanite, (CaU<sup>6+</sup>)O<sub>4</sub>, from Jabel Harmun, Palestinian Autonomy, Israel // *American Mineralogist*. 98. 2013. 1938–1942.

Galuskin E.V., Galuskina I.O., Dubrovinsky L.S., Janeczek J. (2012) Thermally induced transformation of vorlanite to “protovorlanite”: restoration of cation ordering in self-irradiated CaUO<sub>4</sub>. *American Mineralogist*. 97. 2012. 1002–1004.

Galuskin E.V., Galuskina I.O., Kusz J. et al. (2014): Vapnikite Ca<sub>3</sub>UO<sub>6</sub>—a new double-perovskite mineral from pyrometamorphic larnite rocks of the Jabel Harmun, Palestinian Autonomy, Israel. *Mineralogical Magazine*. 78. 571–581.

Grew E.S., Locock A.J., Mills S.J., Galuskina I.O., Galuskin E.V., Hålenius U. Nomenclature of the garnet supergroup. *American Mineralogist*. 98. 2013. 785–811.

---

---

Галускина И.О.<sup>1</sup>, Галускин Е.В.<sup>1</sup>, Крюгер Б.<sup>2</sup>, Вапник Е.А.<sup>3</sup>, Мурашко М.Н.<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Силезский Университет, Катовице, Польша, irina.galuskina@us.edu.pl,

<sup>2</sup>Университет в Инсбруке, Австрия

<sup>3</sup>Университет им. Бен-Гуриона, Беэр-Шева, Израиль

<sup>4</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

#### НОВЫЕ МИНЕРАЛЫ ЦИНКА В ПРОДУКТАХ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНОГО ИЗМЕНЕНИЯ СПУРРИТОВЫХ ПОРОД ПИРОМЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ХАТРУРИМ, ИОРДАНИЯ

Уникальные пирометаморфические породы Комплекса Хатрурим, представленные спурритовыми мраморами, а также спурритовыми, геленитовыми и ларнитовыми породами и несколькими типами паралав, широко распространены вдоль рифта Мертвого моря. Наиболее крупным полем развития пород пирометаморфического комплекса является район Даба-Сивака в Иордании, около 300 км<sup>2</sup> (Novikovetal., 2013). Здесь в спурритовых породах широко развита тонкая сеть низкотемпературных жил, в которых преобладают минералы группы эттрингита, авфиллита и кальцита. В редких случаях наблюдается процесс частичного замещения спурритовых блоков куспидином, который как мы считаем, проходил при температуре около 800°C (Vapnik et al., 2019). Во фрагментах пород с куспидином и прилегающих зонах во вторичных жилах были обнаружены два новых цинковых минерала: катранайт, CaZn<sub>2</sub>(OH)<sub>6</sub>·2H<sub>2</sub>O (P2<sub>1</sub>/c, Z = 2, a = 6.3889(8) Å, b = 10.9692(14) Å, c = 5.7588(8) Å; β = 101.949(14)°, V = 394.84(9) Å<sup>3</sup>; IMA2016-024; Vapnik et al., 2019) и хурайимит, Ca<sub>7</sub>Zn<sub>4</sub>(Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>)<sub>2</sub>(OH)<sub>10</sub>·4H<sub>2</sub>O (P2<sub>1</sub>/c, Z = 2, a = 11.2450(8) Å, b = 9.0963(5) Å, c = 14.0679(10) Å, β = 113.237(8)°, V = 1322.25(17)Å<sup>3</sup>; Galuskina et al., 2019). Катранайт имеет известный синтетический аналог (Stahl, Jacobs, 1997). Его структура образована ~~проксимидными цепочками~~ [Zn<sub>2</sub>(OH)<sub>6</sub>]<sup>2-</sup>, между которыми располагаются [Ca(OH)<sub>2</sub>]<sup>2+</sup> группы. Атомы Ca имеют октаэдрическую координацию [Ca(OH)<sub>4</sub>(OH<sub>2</sub>)<sub>2</sub>] и соединяются с Zn(OH)<sub>4</sub> тетраэдрами четырьмя общими протонированными кислородами. Хурайимит является новой фазой в системе CaO-SiO<sub>2</sub>-ZnO-H<sub>2</sub>O, кроме него в природе известны клиноэдрит, CaZn(SiO<sub>4</sub>)·H<sub>2</sub>O и джунитоит, CaZn<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>·H<sub>2</sub>O. Хурайимит имеет новый тип структуры, основным элементом которой являются зигзагообразные цепочки образованные тройными кольцами тетраэдров [Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub> + ZnO<sub>2</sub>(OH)<sub>2</sub>], соединенные между собой тетраэдрами ZnO<sub>2</sub>(OH)<sub>2</sub>. Между цепочками находятся Ca-полиэдры с дополнительными OH-группами и молекулами воды.

Катранайт приурочен к фрагментам спурритовых пород практически полностью замещенных куспидином, тогда как хурайимит и нередко ассоциирующий с ним клиноэдрит встречаются в зонах с незначительным развитием куспидина. Образование катранайта и хурайимита проходило из низкотемпературных растворов (<70-80°C) с аномально высокими значениями pH (~12), которые образовывались в результате фильтрации дождевой воды через высококальциевые природные клинкеры, образованные в результате процессов пирометаморфизма (Khougy et al., 1993). Спуррит в этих условиях легко растворялся, с чем было связано повышение содержания Si и Ca в растворе и кристаллизация цинковых силикатов (хурайимит, 29 вес.% ZnO; клиноэдрит, 38 вес.% ZnO) с относительно высоким содержанием Ca. В куспидиновых зонах не наблюдалось интенсивных низкотемпературных изменений высокотемпературных Ca-силикатов. Здесь в низкотемпературных жилах первыми кристаллизовались минералы группы эттрингита и кальцит, что определяло понижение содержания Ca и Si в растворе и создавало условия для последующей кристаллизации катранайта с относительно высокими содержаниями Zn (53 вес. % ZnO). Источником Zn для низкотемпературных минералов был аксессуарный сфалерит спурритовых пирометаморфических пород.

Работа выполнена при финансовой поддержке Национального Центра Науки (NCN), Польша; проект 2016/23/B/ST10/00869.



## Литература

- Galuskina I.O., Krüger B., Galuskin E.V., Vapnik Y., Murashko, M.* Khurayyimite, IMA 2018-140. CNMNC Newsletter No. 48, April 2019. *Mineralogical Magazine*. 83.
- Khoury H.N., Salameh E., Clark, I.D. Fritz P., Baljjali W., Milodowski A. E., Cave M.R. Alexander, W.R.* Natural analogue of high pH cement pore waters from the Maqarin area of northern Jordan. I: Introduction to the site // *Journal of Geochemical Exploration*. 46. 1992. 117–132.
- Novikov I., Vapnik E., Safonova I.* Mud volcano origin of the Mottled Zone, South Levant // *Geoscience Frontiers*. 4. 2013.597–619.
- Stahl R., Jacobs H.* Zur Kristallstruktur von  $\text{CaZn}_2(\text{OH})_6 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  // *Zeitschrift für anorganische und allgemeine Chemie*. 623. 1997.1287–1289.
- Vapnik Ye., Qatranait, CaZn<sub>2</sub>(OH)<sub>6</sub>·2H<sub>2</sub>O: a new mineral from altered pyrometamorphic rocks of the Hatrurim Complex, Daba-Siwaqa, Jordan // European Journal of Mineralogy. DOI: 10.1127/ejm/2019/0031–2833.*

---

---

**Гвозденко Т.А.<sup>1,2</sup>, Бакшеев И.А.<sup>1</sup>, Герасимова Е.И.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Московский государственный университет, Москва, Россия

<sup>2</sup>Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия, t.gvozdenco@sgm.ru

### ЧЕРНЫЙ ТУРМАЛИН ИЗ ПЕГМАТИТОВ МУРЗИНСКОГО ГРАНИТНОГО МАССИВА, СРЕДНИЙ УРАЛ

Мурзинский гранитный массив расположен примерно в 100 км к северу от Екатеринбурга и известен своими многочисленными самоцветными и редкометальными пегматитами. Первые находки цветных камней в этом регионе относятся к XVIII-началу XIX вв. (турмалин, топаз, аметист и др.).

Минералы надгруппы турмалина встречаются в большинстве копей и представлены: эльбаитом, шерлом, увитом, дравитом, оленитом, росманитом (Канонеров, Чудинова, 2000; Пеков, Меметова, 2008). Морфология турмалинов разнообразна – длиннопризматические, короткостолбчатые и тонкоигольчатые кристаллы до 10-15 см в длину розового, желтого, зеленого, коричневого и черного цвета в сростании с полевыми шпатами, кварцем, мусковитом и лепидолитом.

Нередко темные турмалины макроскопически относят к шерлу, что приводит к дальнейшим ошибкам, например, при паспортизации образцов в фондах музеев. Применение ИК и КР спектроскопии при изучении турмалинов позволяет оценить их химический состав, возможные замещения в кристаллической структуре и валентность Fe.

С помощью спектроскопических методов исследования изучено 15 образцов черных турмалинов из следующих Мурзинских самоцветных копей: Министерская (5 обр.), Буженинов Бор (1 обр.), Желтые Ямы (1 обр.), Казенница (2 обр.), Липовка (4 обр.), Копи Мора (1 обр.) и Мокруша (1 обр.). Часть образцов – из фондов Государственного геологического музея им. В.И. Вернадского РАН, часть – из частной коллекции. Большинство образцов турмалинов представлены короткостолбчатыми кристаллами длиной до 1 см. На ИК спектрах образцов из копи Министерская присутствуют полосы поглощения в следующих интервалах: 3631–3630  $\text{cm}^{-1}$  (валентные колебания внутренней гидроксильной группы в шерле – OH1), 3557–3546  $\text{cm}^{-1}$  (валентные колебания внешней гидроксильной группы в шерле – OH3) и 3485–3484  $\text{cm}^{-1}$  (OH3). Также на двух спектрах различима слабая полоса поглощения 3598  $\text{cm}^{-1}$ , скорее всего соответствующая полосе 3594  $\text{cm}^{-1}$ , которую относят к валентным колебаниям Li-OH в Li-содержащем шерле (Castañeda et al., 2000, Oliveira et al., 2002). На ИК спектрах образцов турмалинов из гранитных пегматитов Липовки присутствуют полосы поглощения: 3631  $\text{cm}^{-1}$  (OH1), в интервалах 3562–3554  $\text{cm}^{-1}$  (OH3) и 3490–3481  $\text{cm}^{-1}$  (OH3). В ИК спектре турмалина из копи Буженинов Бор присутствует слабая полоса поглощения 3640  $\text{cm}^{-1}$  (OH1) и широкая полоса 3569  $\text{cm}^{-1}$  (OH3), позволяющие отнести этот образец к дравиту (Fantini et al., 2014). ИК спектры образцов турмалинов из других копей – Казенница, Копей Мора, Желтых Ям и Мокруши в целом схожи и соответствуют ИК спектру шерла (диагностические полосы поглощения: 3635  $\text{cm}^{-1}$  (OH1), в интервалах 3563–3561  $\text{cm}^{-1}$  (OH1) и 3556–3553  $\text{cm}^{-1}$  (OH3), 3480  $\text{cm}^{-1}$  (OH3), на некоторых спектрах хорошо различимо плечо в интервале 3588–3582  $\text{cm}^{-1}$  (OH3). Изучение образцов турмалинов методом КРС подтвердило результаты, полученные с помощью ИКС. Так, на КР спектре образца турмалина из копи Буженинов Бор в высокочастотной области обнаружены следующие полосы, соответствующие валентным колебаниям OH в КР спектре дравита: 3742  $\text{cm}^{-1}$  (OH1), 3640  $\text{cm}^{-1}$  (OH1), 3570  $\text{cm}^{-1}$  (OH3) (Рис.1). В этом же спектре в низкочастотной области отмечен дублет с максимумами в 239 и 214  $\text{cm}^{-1}$ , характерный для Mg-содержащих турмалинов (Watenphul et al. 2016). В КР спектре образца турмалина из копи Казенница присутствует полоса с максимумом в 313  $\text{cm}^{-1}$ , указывающая на наличие  $\text{Fe}^{3+}$  (Рис.2). Остальные образцы черных турмалинов имеют типичный КР спектр шерла.

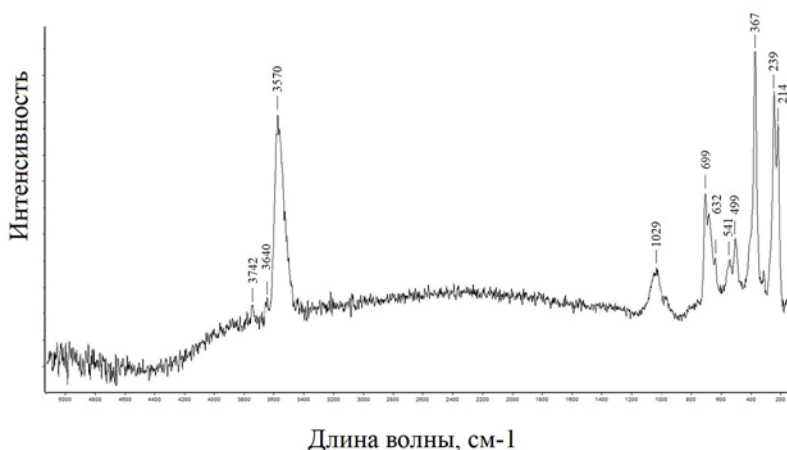


Рис. 1. КР спектр дравита, обр. 64.2, копь Буженинов Бор

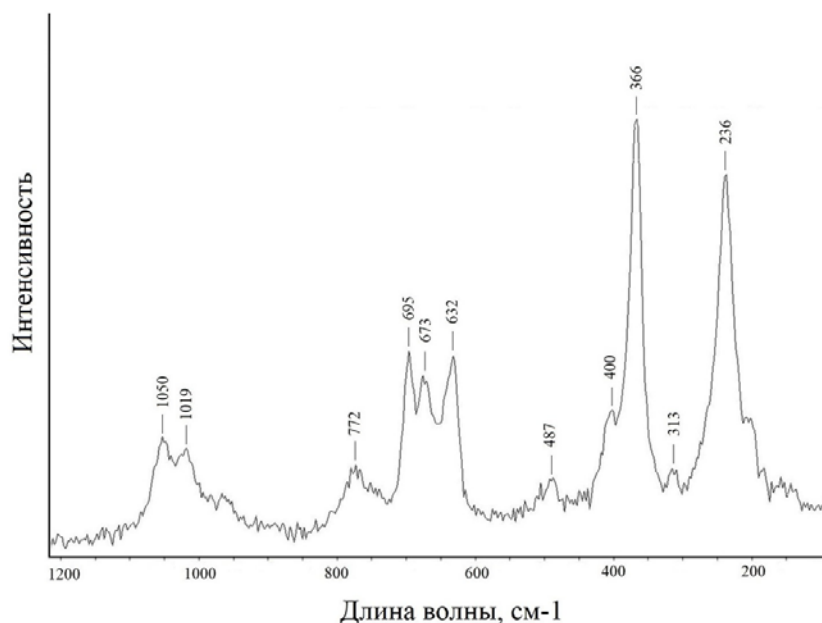


Рис. 2. КР спектр шерла в области 1200-200 см<sup>-1</sup>, 313 см<sup>-1</sup> – Fe<sup>3+</sup>, обр. 6, копь Казенница

Таким образом, из 15 изученных образцов турмалинов 12 образцов соответствуют шерлу, 2 образца – Li-содержащему шерлу (копь Министерская) и 1 образец – дравиту (копь Буженинов Бор). Mg – нетипичный элемент гранитных систем, наличие дравита в пегматитах вероятнее всего свидетельствует об инверсии. На КР спектре шерла из копи Казенница отмечена полоса с максимум в 313 см<sup>-1</sup>, которую относят к Fe<sup>3+</sup>, присутствие которого связано с повышенным окислительным потенциалом при формировании турмалина.

### Литература

- Канонеров А.А., Чудинова Н.Д. Мурзинские самоцветные копи // Изд. УГГГА. 2000. 41 С.  
 Пеков И.В., Меметова Л.Р. Минералы гранитных пегматитов Липовки, Средний Урал // Минералогический альманах 13. 2008. С.7–44.  
 Castañeda C., Oliveira E.F., Gomes N., Soares A.C.P. Infrared study of OH sites in tourmaline from elbaite–schorl series // Am Mineral 85. 2000. 1503–1507.  
 Fantini C., Tavares M.C., Krambrock K., Moreira R.L., Righi A. Raman and infrared study of hydroxyl sites in natural uvite, fluor-uvite, magnesio-foitite, dravite and elbaite tourmalines // Phys Chem Minerals 41.2014. 247–254.

Oliveira E.F., Castañeda C., Eeckhout S.G., Gilmar M.M., Kwitko R.R., Grave E.D., Botelho N.F. Infrared and Mössbauer study of Brazilian tourmalines from different geological environments // Am Mineral 87. 2002. 1154–1163.

Watenphul A., Schlüter J., Bosi F., Skogby H., Malcherek T., Mihailova B. Influence of the octahedral cationic-site occupancies on the framework vibrations of Li-free tourmalines, with implications for estimating temperature and oxygen fugacity in host rocks // Am Mineral. 101. 2016. 2554–2563.

---

---

Головко О. В.<sup>1</sup>, Верецагин О. С.<sup>1</sup>, Рассомахин М. А.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия, [goolovko.511@gmail.com](mailto:goolovko.511@gmail.com)

<sup>2</sup>Институт минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, Миасс, Россия,

### ОБОГАЩЕННЫЕ КРЕМНИЕМ ПИРОХЛОРЫ ИЗ ПЕГМАТИТОВ ЛАНГЕСУНФЬОРДА, НОРВЕГИЯ И ВИШНЁВЫХ ГОР, РОССИЯ

**Введение.** Общая формула минералов супергруппы пирохлора –  $^{VIII}A_2^{VI}B_2O_6Y$ , где А – Са, Na, Mn, REE, U, □; H<sub>2</sub>O; В – Nb, Ti, Та; Y – О, ОН, F, H<sub>2</sub>O. В природе нередко встречаются пирохлоры с высоким содержанием Si. Согласно современным представлениям Si в пирохлорах может присутствовать как в виде самостоятельной дисперсной кристаллической или аморфной фазы, так и входить в качестве изоморфной примеси в структуру минерала (Atencio et al., 2010). Однако в структуре пирохлора отсутствуют тетраэдрические позиции, наиболее подходящие для Si, а нахождение Si в октаэдрической координации свойственно для высокобарических условий (Reid et al., 1977). Целью работы является получение новых сведений об обогащенных Si пирохлорах из пегматитов Лангесунфьорда и Вишнёвых гор.

Пегматиты Лангесунфьорда в южной Норвегии приурочены к Плутону Ларвик и распространены по всей его территории. Их химический состав разнообразен и варьирует от миаскитового до нефелин-сиенитового (Larsen, 2010). Пирохлоры встречаются во всех типах пегматитов Лангесунфьорда. Обычно они образуют мелкие кристаллы (<1 мм) октаэдрического габитуса. Типичными примесями в пирохлорах являются Sr, Y, Zr, REE, U (Larsen, 2010). Si-содержащие пирохлоры ранее не описаны в этих пегматитах. Пегматиты Вишнёвых гор расположены в пределах Ильмено-Вишнёвогорско гокомплекса, на стыке Южного и Среднего Урала. Миаскитовые и сиенитовые пегматитовые тела присутствуют в миаскитах и во вмещающих метаморфических породах. Количество пирохлоров различно в разных пегматитовых жилах, местами достигает промышленных значений. Определены фторкальциопирохлор, оксикальциопирохлор, оксинатропирохлор, оксикенопирохлор, оксиуранпирохлор; установлен преимущественно октаэдрический габитус кристаллов (Попова и др., 2018, Недосекова и др., 2018). Согласно данным В.И.Поповой с соавторами (2018) содержание SiO<sub>2</sub> в пирохлорах достигает 2.41 масс. %, а в изменённых зонах 7.85 масс. %.

Нами были изучены пирохлоры из 6 образцов пегматитов Лангесунфьорда и 2 образцов пегматитов Вишнёвых гор. Исследованные образцы были отобраны на карьере Сагасен (Лангесунфьорд) и в отвале Жилы №1 в Курочкином логу (Вишнёвые горы). Главными породообразующими минералами обоих пегматитов являются нефелин, К-полевой шпат, альбит, аннит, эгирин; также феррогорнблендит в пегматитах Сагасен и канкринит в пегматитах Жилы №1.

**Методы исследования.** Электронная микроскопия и определение химического состава проведены на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N с аналитической приставкой для количественного энерго-дисперсионного микроанализа EDX-AzTecEnergy 350 (аналитики — к.х.н Шиловских В.В., Власенко Н.С.). Рамановская спектроскопия выполнена на спектрометре HoribaJobin-YvonLabRam HR800 (аналитик – Бочаров В. Н.). Исследования проведены в ресурсном центре СПбГУ «Геомодель».

**Результаты.** Пирохлоры в образцах пегматитов Лангесунфьорда и Вишнёвых гор встречаются в виде включений в микроклине, альбите, нефелине, анните, цирконе. Для пегматитов Лангесунфьорда также характерны включения пирохлоров в вельерите и флюорите, а для пирохлоров Вишнёвых гор – в титаните.

Химический состав пирохлоров непостоянный (табл.). Многие кристаллы зонально-секторальны.

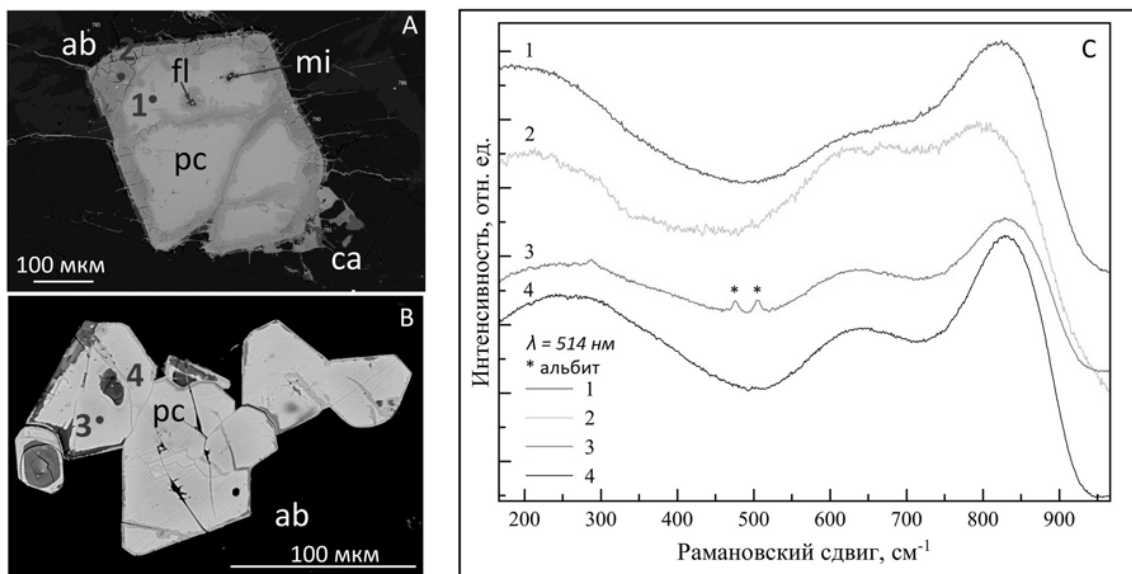
В пределах одного кристалла минеральный вид не изменяется, при этом зональность обусловлена распределением примесей (U, Ce, Sr, Mn, Si). Пирохлоры относятся к гидроксикальциопирохлору, фторкальциопирохлору и фторнатропирохлору. Помимо этого, в пегматитах Вишнёвых гор также обнаружен оксиуранпирохлор. В некоторых кристаллах гидроксикальциопирохлора и фторкальциопирохлора (рис. А-В, табл.) наблюдаются зоны с повышенным содержанием Si. Высококремнистые зоны располагаются преимущественно на периферии кристаллов, вдоль трещин (рис. А), или образуют вокруг себя структуры, подобные трещинам усыхания. Помимо этого, в некоторых пирохлорах из пегматитов Вишнёвых гор высококремнистые зоны располагаются в центральных частях

кристаллов и имеют изометричную форму (рис. В). В зонах с наибольшим содержанием кремния  $Si/Nb > 1$  (1.34 – Вишнёвые горы, 1.10 – Лангесунфьорд), отсутствует фтор и наблюдается существенный дефицит суммы компонентов в анализах, что может быть связано с увеличением количества воды (табл., № 2 и 4).

**Таблица.** Химический состав (масс. %) пироксолов Лангесунфьорда (1 и 2) и Вишнёвых гор (3 и 4)

Компоненты					Формульные коэффициенты ( $\sum B=2$ )				
№	1	2	3	4	№	1	2	3	4
F	2.56	-	2.93	-	Na	0.70	0.00	0.65	0.00
Na <sub>2</sub> O	5.39	-	5.20	-	K	0.00	0.00	0.00	0.02
Mg <sub>2</sub> O	-	-	0.09	0.24	Ca	1.14	0.76	1.03	0.29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0.40	-	2.46	Mn	0.00	0.00	0.01	0.00
SiO <sub>2</sub>	-	14.3	0.15	17.55	Fe	0.00	0.01	0.00	0.01
K <sub>2</sub> O	-	-	-	0.28	Sr	0.00	0.00	0.02	0.02
CaO	15.82	12.71	14.81	5.52	$\sum REE^*$	0.14	0.16	0.11	0.09
TiO <sub>2</sub>	8.95	8.12	9.51	9.39	Th	0.03	0.03	0.11	0.12
MnO	-	-	0.13	0.06	U	0.13	0.07	0.00	0.00
FeO	-	0.54	0.15	0.40	A	2.14	1.03	1.94	0.53
SrO <sub>2</sub>	-	-	0.53	0.67	Mg	0.00	0.00	0.01	0.02
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	0.24	0.16	Al	0.00	0.03	0.00	0.14
ZrO <sub>2</sub>	1.58	1.79	0.20	0.74	Si	0.00	<b>0.80</b>	0.01	<b>0.85</b>
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	45.93	28.63	51.46	28.9	Ti	0.45	0.34	0.46	0.34
$\sum REE_2O_3^*$	1.09	4.29	3.90	4.60	Y	0.00	0.00	0.01	0.00
TaO <sub>2</sub>	5.72	3.78	-	-	Zr	0.05	0.05	0.01	0.02
ThO <sub>2</sub>	2.2	1.97	7.76	10.48	Nb	1.39	0.72	1.50	0.63
UO <sub>2</sub>	8.87	5.59	-	-	Ta	0.11	0.06	0.00	0.00
Сумма	95.95	82.81	94.81	81.57	B	2.00	2.00	2.00	2.00
O=F <sub>2</sub>	1.28	-	1.46	-	O	5.53	3.34	5.04	2.04
Сумма	94.67	82.81	93.34	81.57	F	0.35	0.00	0.60	0.00
					OH	1.12	3.66	1.36	4.96

1 – гидроксикальциопироксолов, 3 – фторкальциопироксолов, 2 и 4 – зоны с повышенным содержанием Si  
 $\sum REE^*$  – суммарное содержание Ce, Pr, Nd и Yb



**Рис.** Пироксолов из пегматитов: А– Лангесунфьорда, В –Вишнёвых гор, С–рамановские спектры, полученные в точках 1–4 (Минералы: ab – альбит, са – кальцит, mi – микроклин, pc – пироксолов, fl – флюорит). Номера точек на рисунке и в таблице соответствуют друг другу.

Для определения кристалличности вещества были получены рамановские спектры (рис. С) в точках 1 и 2 – Лангесунфьорд (рис.1А); 3 и 4 – Вишнёвые горы (рис. В). Спектры всех проанализированных точек принадлежат пироксолову – наблюдаются широкие максимумы в области 220, 620 и 810  $cm^{-1}$  (Ivanuyketal.,

2018). В спектре 2 происходит смещение максимумов (рис. С), что может говорить о структурных изменениях.

**Выводы.** В пироклорах из пегматитов Лангесунфьорда и Вишнёвых гор впервые выявлены зоны с аномально высокими содержаниями Si ( $Si > Nb$ ). Рамановские спектры этих зон, соответствуют пироклору и не содержат линий дополнительных фаз, что может свидетельствовать о вхождении кремния в структуру пироклора.

### Литература

*Atencio D., Andrade M.B., Christy A.G., Giere R., Kartashov P.M.* The pyrochloresupergrout of minerals: nomenclature // *The Canadian Mineralogist*. № 48. 2010. P.673–698.

*Ivanyuk G. Y., Yakovenchuk V. N., Panikorovskii T. L., Konoplyova N., Pakhomovsky, Y. A., Bazai, A. V., Krivovichev, S. V.* Hydroxynatropyrochlore,  $(Na, Ca, Ce)_2Nb_2O_6(OH)$ , a new member of the pyrochlore group from the Kovdor phosphorite-carbonatite pipe (Kola Peninsula, Russia) // *Mineralogical Magazine*. 2018. P.1–25.

*Reid A.F., Li C., Ringwood A.E.* High-pressure silicate pyrochlores,  $Sc_2Si_2O_7$  and  $In_2Si_2O_7$  // *Journal of Solid State Chemistry*. № 20(3). 1977. P.219–226.

*Larsen A.O.* The Langesundsfjord. History, geology, pegmatites, minerals. 2010. 240 p.

*Попова В.И., Попов В.А., Блинов И.А., Котляров В.А.* Новые данные о пироклорах щелочных пегматитов и рудных зон Вишнёвых гор (Южный Урал) // *Минералогия*. №4(3). 2018. С.46–60.

*Недосекова И.Л., Прибавкин С.В., Шарыгин В.В.* Особенности состава и эволюция минералов группы пироклора Ильмено-Вишнёвогорского карбонатитового комплекса (Южный Урал) // *Уральская минералогическая школа-2018*. 2018. С.118–122.

---

---

*Гриценко Ю.Д.<sup>1,2</sup>, Полушкина С.А.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>*Минералогический музей имени А.Е. Ферсмана РАН, Москва, Россия, ygritsenko@rambler.ru*

<sup>2</sup>*Московский государственный университет, Москва, Россия*

### МАЙМЕЧЕНСКОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ САМОРОДНОГО ЖЕЛЕЗА (КРАСНОЯРСКИЙ КРАЙ)

В настоящее время находки самородного железа описаны в различных типах интрузивов. Наиболее крупные Самородки могут достигать веса в 25 тонн. Наиболее крупные и известные проявления самородного железа связаны с траппами и интрузиями габбро-долеритов. Наиболее известные и изученные: дайки и платобазальты на о. Диско в Западной Гренландии, дайки долеритов и базальты Бюля (Германия), габбро-долериты трапповой формации Восточно-Европейской платформы: массивы Джалтур, Хунгтукун, Хиннинда и Маймеченский (Олейников, Копылова, 2000).

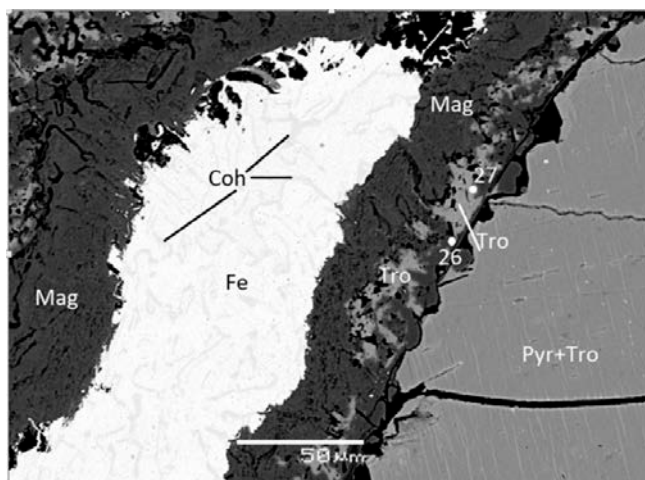
В настоящей работе изучалось проявление самородного железа Маймеченского габбро-долеритового массива. Он расположен на севере Сибирской платформы в районе локализации других интрузивов, содержащих самородное железо – Джалтул, Хунгтукун и Хиннинда, которые изучались геологами с 1955 года. Подробно описаны Джалтульский и Хунгтукунский интрузивы в работах (Рябов, 1985; Королева, Олейников, 1998; Рябов, Лапковский, 2010; Ryabov, Lapkovsky, 2010). Маймеченский интрузив наименее изучен, т.к. это проявление не имеет промышленного значения и находится в труднодоступной местности, удаленной от населенных пунктов.

Маймеченский интрузивы располагаются на севере Красноярского края, между платами Путарана и Анабарским в Маймече-Котуйской провинции. Вмещающие породы, представлены карбонатными угленосными терригенными отложениями. Маймеченский интрузив пойкилофитовых оливинсодержащих долеритов имеет мощность 60–100 м. Были изучены образцы, содержащие сульфидную минерализацию и/или самородное железо в коренных выходах и в делювиальных россыпях в верховьях ручья Куранах, правого притока р. Мамечи. Скопление глыб оруденелых долеритов наблюдается в районе устья р. Табехтах, по р. Курнах в 5 км выше устья и в ее верховьях. В единичных коренных выходах интрузии вдоль русла наблюдается приуроченность сульфидной минерализации к эндоконтактовой зоне. Участки минерализованных пород разделены многими сотнями метров долеритов, лишенных сульфидной вкрапленности.

Самородное железо образует интерстиционную вкрапленность, крупные округлые капли, губчатые образования и сливные массы. Губчатую форму самородков создает большая насыщенность пород округлыми амёбовидными и сложными по форме выделениями железа. Вкрапленники обычно сложены самородным железом со спорадическим проявлением когенинов хвостков. На границе с породой и с сульфидами железо обрамляется каймой магнетита. Общее содержание металлической фазы в желваках губчатой текстуры может достигать 70–80 % объема. Наиболее крупные сегрегации железа достигают

длины 70 см. В некоторых случаях при наблюдении *in situ* над крупными губчатыми выделениями самородного железа на расстоянии от нескольких сантиметров до 10–20 см отмечен габбро-долерит с пористой текстурой. Объем пор достигает 60 об. %. Размер их колеблется от 0.005 мм 0.7 мм. Поры часто соединяются, образуя сложные по форме разветвленные каналы. Наличие подобных «шапочек» пористого долерита свидетельствует о большой роли газов и флюидов при образовании и кристаллизации железных самородков.

**Рис.** Графические срастания самородного железа (белое «Fe») и когенита (светло-серое «Coh») на контакте с крупным кристаллом пирротина с ламелями распада троилита («Pyr + Tro»). Реакционный магнетит (темно-серое «Mag») содержит многочисленные включения троилита («Tro»). Фотография в отраженных электронах.



Самородное железо образует эвтектические графические срастания с когенитом, количество которого составляет 15–30 об. % (см. рис.). Его червеобразные выделения ориентированы преимущественно в одном направлении в каждом зерне железа, и достигают 100 мкм в длину. Встречаются выделения железа с мельчайшими когенитовыми вростками, размер которых не превышает первые микроны. Содержание примесей в железе и когените близки. Обычно они содержат (в мас. %): Ni 0.1–1.5, Cu 0.2–1, Co 0.4–1.7 (табл. ан. 1–4). Никелистое железо – камасит встречается значительно реже, образует обособленные выделения и когенит-камаситовые эвтектические срастания в апикальной части губчатых выделений самородного железа. Непосредственных контактов феррита (железа с низким содержанием никеля) и камасита установлено не было. Камасит образует с когенитом графические эвтектические срастания, аналогичные железо-когенитовым агрегатам, замещающим ильменит и магнезиально-железистые силикаты. Содержания Ni, Co, Cu в данном когените также повышенные (табл. ан. 7). Размер камасит-когенитовых выделений не превышает 1 мм.

**Таблица.** Состав самородного железа (1, 3, 5, 6), тэнита (8 и 9) и когенита (2, 4, 7) Маймеченского массива

№ ан.	Масс. % элементов							Формульные коэффициенты				
	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	C	Сумма	Fe	Co	Ni	Cu	C
1	-	98.44	0.46	0.19	0.42	-	99.51	0.98	0.01	-	0.01	-
2	0.03	92.07	0.46	0.18	0.28	6.87	99.89	2.95	0.01	0.01	0.01	1.02
3	-	97.16	0.67	1.11	0.72	-	99.66	0.97	0.01	0.01	0.01	-
4	-	91.11	0.58	0.93	0.74	6.59	99.95	2.94	0.02	0.03	0.02	0.99
5	0.02	91.29	1.59	5.8	1.03	-	99.73	0.91	0.02	0.06	0.01	-
6	-	91.65	1.43	5.65	1.09	-	99.82	0.93	0.01	0.05	0.01	-
7	0.04	86.14	1.41	5.63	0.94	5.81	99.97	2.85	0.04	0.18	0.03	0.90
8	-	54.48	6.93	36.02	2.12	-	99.55	0.56	0.07	0.35	0.02	-
9	-	55.79	6.08	35.15	2	-	99.02	0.57	0.06	0.35	0.02	-

Сульфиды часто образуют совместные срастания с самородным железом. На контакте выделений самородного железа и кристаллов пирротина или халькопирита, а также на контакте с ильменитом и силикатами, образуется реакционная зональная кайма. Ее внутренняя зона сложена агрегатом магнетита с реликтами феррита, внешняя – магнетитом с отдельными мелкими зернами и червеобразными выделениями троилита (FeS). Состав троилита реакционных кайм близок по составу к троилиту телца распада в пирротине, однако он в большей степени обогащен никелем (до 0.5 мас. %).

Также как и железо-когенитовые агрегаты, камасит-когенитовые замещаются агрегатом магнетита на контакте с оксидами и силикатным стеклом. При этом в магнетите вместо троилита образуется сульфид никеля – миллерит, вместо реликтов самородного железа образуется тэнит, содержащий до 36 мас % Ni

(табл. ан. 8–9). Тэзит содержит повышенные содержания меди (до 2 мас. %), и кобальта (до 7 мас. %). В магнетитовых каймах образуются также отдельные небольшие кристаллы самородного висмута, никелина, виоларита, сперилита. Образование их связано с гипогенным замещением магнетитом самородного железа, содержащего в твердом растворе Ni, Bi, Pt, Cu.

Образование самородного железа, вероятно, связано с внедрением базитового расплава в угленосную толщу, и захватом ксенолитов углистых пород. Выделяющиеся при взаимодействии расплава и ксенолитов восстановительные флюиды активно реагировали с расплавом и продуктами кристаллизации с образованием самородного железа и когенита.

### Литература

Королева О.В., Олейникова Б.В. Геохимия и генезис монцититоидов Джалтульского траппового интрузива // Геология и геофизика. 1998. Т.39. № 2. с.178–189.

Олейникова Б.В., Копылова А.Г. Новый тип благороднометалльной минерализации в трапповых интрузивах севера Сибирской платформы // Отечеств.геология. 2000. № 5. с.21–23.

Рябов В.В. Особенности самородного минералообразования в кровле камер трапповых интрузий // Самородные металлы в изверженных породах. 1985. ч. 1. с.18–20.

Рябов В.В., Лапковский А.А. Уникальная полиминеральная ассоциация кобальт-никелевых и благороднометалльных фаз в габбродолеритах траппового массива Джалтул (Сибирская платформа) // ДАН. 2010. Т. 434. № 4 с.522–526.

Ryabov V.V., Lapkovsky Native iron (-platinum) ores from Siberian Platform trap intrusions // Australian Journal of Earth. 2010. № 57. p. 707–736.

*Даниловская В.А.<sup>1</sup>, Девятярова А.С.<sup>1</sup>*

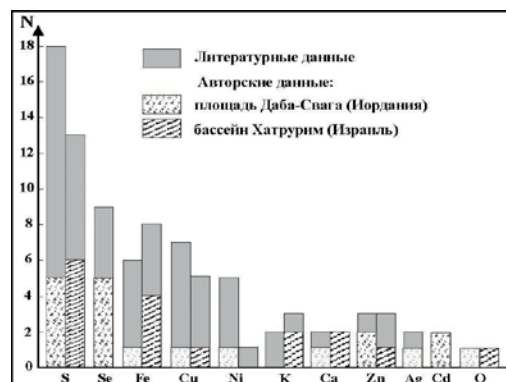
<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, victoria.saratovkina@gmail.com

### РЕДКИЕ СУЛЬФИДЫ Fe, K, Ca, Ni, Zn, Ag И СЕЛЕНИДЫ Fe, Cu, Ni, Zn, Cd ИЗ ПИРОГЕННЫХ СПУРРИТОВЫХ МРАМОРОВ ФОРМАЦИИ ХАТРУРИМ

Спурритовые мраморы пиррометаморфических комплексов формации Хатрурим (Mottled Zone, MZ) являются продуктом термического преобразования (T=700–850 °C) маастрихтских битуминозных мелов формаций Гарреб (Израиль) и Мувакар (Иордания) (Gross, 1977; Khoury et al., 2016). Осадки формации Гарреб образовались в режиме апвеллинга на открытом шельфе. Они обогащены (средние содержания, в ppm): Sr – 1112; Cr – 221; Zn – 158; Ni – 127, V – 95; Cu – 62; As – 13; U – 17 и Mo – 12; бедны Mg, Mn, Rb, Ba, Pb и содержат до 0.83 ppm Cd. Осадки формации Мувакар образовались в условиях шельфового мелководья в режиме более высокой биопродуктивности. Они обогащены фосфором (P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> до 3.31 мас. %), S-содержащим (до 10.5 мас. % S) органическим веществом и рядом микроэлементов, содержания которых достигают ураганных величин (в ppm): Zn (до 1498), V (до 358), Ni (до 256), Se (до 196) Cd (до 63), U (до 51). Обжиг таких осадков обычно происходил в окислительном режиме (при избытке воздуха относительно топлива). В этом случае в мраморах преимущественно возникали оксиды Fe, Cu, Zn, Ca; Ca-ферриты и шпинелиды Ti, Mg, Al, Cr, Mn, Ca [Sharygin 2019]. Обжиг при недостатке окислителя был редким явлением, вследствие чего редки и породы, содержащие сульфиды, селениды и фосфиды (Britvin et al. 2015). В общей сложности в пирогенных породах формации Хатрурим на 2019 год было обнаружено 43 соединения серы: 26 сульфидов, 10 сульфатов и 7 сложных соединений с группами (SO<sub>4</sub>)<sup>2-</sup>. Нами разнообразная сульфидная и сульфоселенидная минерализация была найдена в спурритовых мраморах из бассейна Хатрурим (Израиль) и площади Даба-Свага (Иордания) (рис. 1).

Характерная ассоциация спурритовых мраморов бассейна Хатрурим: кальцит, спуррит (Ca<sub>5</sub>[SiO<sub>4</sub>]<sub>2</sub>(CO<sub>3</sub>)) ± браунмиллерит (Ca<sub>2</sub>(Al,Fe<sup>3+</sup>)<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) ± хлормайенит (Ca<sub>12</sub>Al<sub>14</sub>O<sub>32</sub>Cl) ± геленит (Ca<sub>2</sub>Al<sub>2</sub>SiO<sub>7</sub>). Вторичные фазы представлены продуктом гидратации CaO (порландитом (Ca(OH)<sub>2</sub>)) и булфонтейнитом (Ca<sub>2</sub>SiO<sub>2</sub>(OH,F)). Среди аксессуарных минералов присутствуют как кислородосодержащие (магнетит, барит, F-апатит, арканит (K<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>), уранаты Ca и Mg-ферриты), так и сульфиды (пирит, мурунскит (K<sub>2</sub>(Cu,Fe)<sub>4</sub>S<sub>4</sub>), расвумит (KFe<sub>2</sub>S<sub>3</sub>), сульфид Zn, ольдгамит ((Ca,Fe)S)), а также недавно обнаруженный нами природный окисульфид Ca и Fe (Даниловская и др., 2018). Присутствие в мраморах многофазных структур распада с субмикронными индивидами позволяет предполагать существование при пиковых температурах сложных сульфидов Fe, Ni, Cu и Ca.

**Рис. 1.** Особенности химического состава сульфидов и сульфидо-селенидов из спурритовых мраморов. Сопоставление ассоциаций из бассейна Хатрурим (Израиль) и площади Даба-Свага (Иордания). N - количество минеральных фаз.



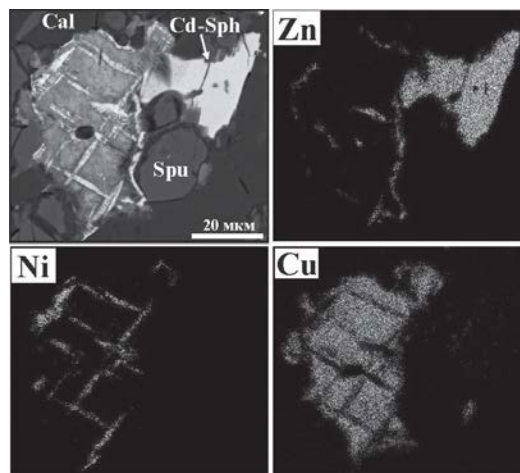
**Оксисульфид Ca и Fe**, содержащий примеси (в мас. %): Ni (до 1.0), Mn (до 1.3), Cu (до 0.6), K (до 0.5), Zn (до 0.3), преобладает среди соединений сульфидной серы. Обычно он образует мелкую рассеянную вкрапленность (10-80 мкм), но в ассоциации с порландитом укрупняется до 200 мкм. **Пирит** с примесями (в мас. %): Ni (до 0.8) и Zn (до 0.7) и микровключениями ZnS постоянно сопровождает оксисульфид, являясь продуктом его изменения. Крупные (до 200 мкм) зерна **мурунскита** ( $K_{1.92}(Cu_{2.83}Fe_{0.95})S_4$ ), частично замещенного вильгельмрамзаитом ( $Cu_3FeS_3 \cdot 2H_2O$ ), единичны и содержат примеси (в мас. %): Ni (до 2.0), Zn (до 4.0). Он образует тесные срастания (зерна до 100 мкм) с **ZnS**, который постоянно содержит примеси (в мас. %): Fe (до 2.2), Cu (до 2.0), Mn (до 1.0). **Расвумит** ( $K_{0.94}Rb_{0.04}Fe_{1.98}S_3$ ) представлен двумя генерациями: ранний образует самостоятельные зерна (до 200 мкм), а поздний присутствует среди продуктов изменения оксисульфида Ca и Fe. В мраморе также рассеяны мелкие (до 20 мкм) изометричные зерна **ольдгамита** ( $Ca_{0.99}Fe_{0.01}S$ ). Самой редкой фазой в этой ассоциации являются мельчайшие «чешуйки»  $Cu^0$  и  $(Cu, Zn)^0$ .

В целом эти необычные ассоциации объединяют Ca алюмоферриты  $Fe^{3+}$ , Ca- $Fe^{3+}$ -оксисульфиды, сульфиды Fe, Cu, Zn, K и самородные Cu и Zn и подобны продуктам процессов карботермического восстановления металлов (Cu, Ni, Zn) из сложных сульфидных руд. Эти технологические процессы реализуются при атмосферном давлении,  $T = 700-800$  °C, в узком диапазоне редокс-условий в присутствии углерода ( $C^0$ ),  $CaCO_3$  или CaO (Rosenqvist, 1978; Селиванов и др., 2004). Таким образом, среди пирогенных пород формации Хатрурим нами впервые обнаружены природные аналоги еще одного технологического процесса, который реализуется в низкотемпературных и высокотемпературных ангидритных условиях.

Спурритовые мраморы площади Даба-Свага (Иордания) состоят из кальцита, спуррита, F-апатита и браунмиллерита. Акцессорные минералы в них главным образом представлены: ангидритом, уранатами Ca, минералами супергруппы набимусаита, тулулитом ( $Ca_{14}(Fe^{3+}, Al)(Al, Zn, Fe^{3+}, Si, P, Mn, Mg)_{15}O_{36}$ ), а также разнообразными сульфидами, среди которых, в соответствии с геохимической специализацией осадочного протолита, преобладают соединения Zn и Cd, обогащенные Se.

**Cd-сфалерит** ( $Zn_{0.97}Cd_{0.03}S_{0.99}Se_{0.01}$ ) доминирует среди сульфидов, часто приурочен к прослоям богатым апатитом, где образует многочисленные крупные (до 400 мкм) кристаллы и двойники. Иногда он присутствует в сростках с зернами **оксиселенидосульфида Ca, Cu и Fe**, точный состав которого пока не определен. Обычно этот минерал образует матрикс, в котором присутствуют полифазные структуры распада (рис. 2). В их составе удалось диагностировать **ZnS** (с примесями Cd, Fe, Ni, Cu), **кадмоселит** ( $Cd_{0.91}Zn_{0.05}Fe_{0.04}Se_{0.6}S_{0.4}$ ), фазу **Ni-S-Se**, образующую лейсты толщиной до 5 мкм, а также **науманнит** ( $Ag_{1.91}Zn_{0.06}Cu_{0.02}Se_{0.93}S_{0.07}$ ). **Гринокит** представлен двумя генерациями: ранний ( $Cd_{0.85}Zn_{0.13}S_{0.91}Se_{0.09}$ ) образует ограненные зерна (до 10 мкм) в кальците; а поздний заполняет микротрещины (до 20 мкм) между зернами породообразующих минералов.

**Рис. 2.** Морфология сложного сростка оксиселенидосульфида Ca, Cu и Fe (со структурами распада Ni-S-Se фазы) с Cd-сфалеритом (Cd-Sph) из спурритовых мраморов Центральной Иордании. BSE-изображение и карты распределения интенсивности Zn, Ni и Cu. Сокращения: Cal - кальцит, Spu - спуррит.





Видовое и кристаллохимическое разнообразие минералов, обнаруженных в составе спурритовых мраморов формации Хатрурим, обусловлено макро- и микроэлементной спецификой протолита и вариациями редокс-условий обжига осадков. Этот частный пример подчиняется «правилу Кристи» (Christy, 2018) об аномальной минералогической продуктивности следующих элементов: Cu, S, Se, Ag. Высокая продуктивность объясняется их поливалентным состоянием и склонностью к проявлению (в зависимости от условий) халькофильных или литофильных свойств.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 17-17-01056).*

### Литература

Даниловская В.А., Сокол Э.В., Карманов Н.С., Кох С.Н., Девятиярова А.С., Шарыгин В.В., Нигматулина Е.Н. Высокотемпературные оксисульфиды Са и Fe: первая находка в природе // Вопросы естествознания. № 2. 2018. С.32–37.

Селиванов Е.Н., Чумарев В.М., Гуляева Р.И., Марьявин В.П., Вершинин А.Д., Панкратов А.А., Корепанова Е.С. Состав, структура и термическое расширение  $\text{Ca}_3\text{Fe}_4\text{S}_3\text{O}_6$  и  $\text{CaFeSO}$  // Неорганические материалы. №40. 2004. С. 969–974.

Britvin S.N., Murashko M.N., Vapnik Y., Polekhovsky Y.S., Krivovichev S.V. Earth's Phosphides in Levant and insights into the source of Archean prebiotic phosphorus // Scientific Reports. №5. 2015. 8355.

Christy A.G. The diversity of mineral species: how many are there, why do some elements form many more than others, and how complex can they get? // Australian journal of mineralogy. № 19. 2018. P.21–33.

Gross S. The mineralogy of the Hatrurim Formation, Israel // Geological Survey of Israel Bulletin. №70. 1977. P.1–80.

Khoury H.N., Sokol E.V., Kokh S.N., Seryotkin Yu.V., Kozmenko O.A., Goryainov S.V., Clark I.D. Intermediate members of the lime-monteponite solid solutions ( $\text{Ca}_{1-x}\text{Cd}_x\text{O}$ ,  $x = 0.36\text{--}0.55$ ): Discovery in natural occurrence // American Mineralogist. № 101. 2016. P.146–161.

Rosenqvist T. Phase equilibria in the pyrometallurgy of sulfide ores // The Extractive Metallurgy Lecture The Metallurgical Society of AIME. V. 9. № 3. 1978. P. 337–351.

Sharygin V.V. A hibonite-spinel-corundum-hematite assemblage in plagioclase-clinopyroxene pyrometamorphic rocks, Hatrurim Basin, Israel: mineral chemistry, genesis and formation temperatures // Mineralogical Magazine. № 83. 2019. P.123-135.

---

*Долотова А.В., Сагитова А.М., Анисимов И.С.  
АО Полиметалл Инжиниринг, Санкт-Петербург, Россия, perochatova@polymetal.ru*

### МИНЕРАЛЫ МАРГАНЦА В РУДАХ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПРИМОРСКОЕ

Золото-серебряное месторождение Приморское находится в Омсукчанском районе Магаданской области. Расположено в бассейне реки Калаги, в 22 км от побережья Охотского моря. Вмещающие породы представлены игнимбритами риолитов. Рудовмещающая толща прорвана многочисленными дайками преимущественно среднего и основного состава с жилами скарнированных пород и жильными ассоциациями: кварц-адуляр-хлоритовой, родонит-бустамит-кварцевой, кварц-«пиролозитовой» и смешанными (Савва Н.Е., 2018). Важность идентификации минералов марганца обусловлена тем, что некоторая часть серебра связана с ними. Минеральный состав более 130 рядовых и малых групповых проб изучен в ходе геолого-технологического картирования.

В ходе исследования минерального состава руд обнаружено довольно большое разнообразие минералов, как среди породообразующих, так и среди второстепенных и аксессуарных. Всего в составе изученных проб диагностировано около 70 минералов, из которых 18 минералов марганца. Главными минералами являются кварц, полевые шпаты и мусковит. Второстепенные минералы проб, богатых марганцем, представлены оксидами и гидроксидами марганца, родонитом и другими силикатами марганца, гранатами, хлоритом и эпидотом.

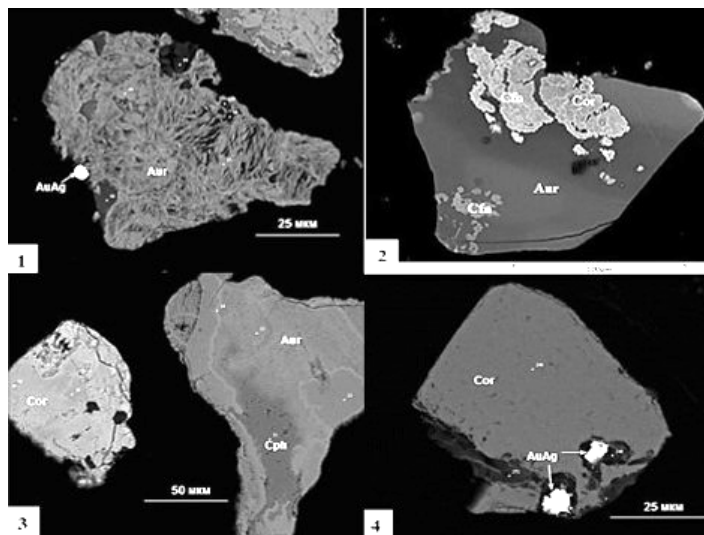
Содержание минералов марганца в большинстве проб относительно низко, но в группе проб, богатых марганцем в среднем составляет 4–6 %.

Выделения марганцевых оксидов обычно ксеноморфные, реже пластинчатые, почкообразные и колломорфные. Аврорит и халькофанит часто образуют чешуйчатые агрегаты, реже – массивные, коронадит встречается в виде плёнок. Аврорит иногда наблюдается в сростках с самородным золотом.

В этих пробах диагностированы следующие минералы марганца: 1) окси-гидроксиды: бирнессит, тодорокит, аврорит, халькофанит, коронадит, манганит, рансеит, пиролозит; 2) силикаты: родонит,

бустамит, пьомонит, кальдерит, марганцовистый гроссулярь; 3) сульфиды – алабандин; 4) карбонаты – родохрозит и марганцовистый кальцит. Количество окси-гидроксидов марганца превышает другие формы нахождения металла. Энерго-дисперсионный рентгеноспектральный и рентгенофазовый анализ позволили условно идентифицировать основные марганцевые фазы (рис.), которые в разной степени концентрируют серебро (табл.): каркасного: аврорит, коронадит, тодорокит и слоистого строения: бирнессит и халькофанит. Диагностика минералов носит условный характер, поскольку основным критерием был состав, который мог сильно отличаться от номинального по структуре.

**Рис.** Разные морфологические разновидности оксидов марганца золото-серебряного месторождения Приморское (электронные изображения): 1 – агрегат пластинчатого аврорита (Aur); 2 – сросток колломорфных халькофанита (Cfn), коронадита (Cor) в массивном аврорите; 3 – массивное зерно коронадита и колломорфный агрегат аврорита с халькофанитом; 4 – включения самородного золота в пористом коронадите



*Таблица. Вариабельность и средний состав (масс. %) марганцевых оксидов по данным микрорентгеноспектрального анализа*

Эл-т	O	Na	Mg	Al	Si	P	K	Ca	Mn	Fe	Cu	Zn	Ag	Pb
<b>Аврорит <math>(Mn, Ag, Ca)Mn^{4+}_3O_7 \cdot 3H_2O</math></b>														
мин	22.35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	37.58	0.00	0.00	0.00	3.12	0.00
макс	38.51	1.36	2.49	1.71	3.57	0.49	1.61	2.41	63.76	3.27	10.15	4.65	21.72	9.99
сред	32.61	0.07	0.20	0.32	0.57	0.02	0.36	0.87	47.57	0.57	3.84	1.12	10.90	0.98
n	182	19	49	99	142	14	113	176	182	79	173	123	182	52
<b>Бирнессит <math>(Na, Ca, K)_{0.5}(Mn^{4+}, Mn^{3+})_2O_4 \cdot 1.5H_2O</math></b>														
мин	25.61	0.00	0.00	0.00	0.00		0.30	0.00	51.17	0.00	0.00	0.00	0.00	
макс	39.54	1.47	3.09	1.50	2.81		3.93	2.95	65.43	3.03	3.89	4.17	4.45	
сред	36.26	0.44	0.68	0.15	0.35		1.11	1.50	54.97	0.53	0.55	1.19	2.28	
n	48	32	29	16	32		48	47	48	23	20	33	45	
<b>Коронадит <math>(Pb(Mn^{4+}, Mn^{2+}))_8O_{16}</math></b>														
мин	20.94	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	33.72	0.00	0.00	0.00	0.00	9.39
макс	33.75	0.29	2.17	2.30	3.47	0.86	0.49	1.71	51.56	9.17	8.38	5.67	7.70	38.29
сред	27.94	0.00	0.04	0.26	0.77	0.07	0.05	0.35	42.27	0.71	2.78	0.80	1.81	22.14
n	97	2	5	41	91	21	19	77	97	53	89	66	67	97
<b>Тодорокит <math>(Na, Ca, K)_2(Mn^{4+}, Mn^{3+})_6O_{12} \cdot 3-4.5H_2O</math></b>														
мин	28.21	0.00	0.00	0.00	0.00		0.17	0.00	51.35	0.00	0.00	0.00	0.00	
макс	39.54	1.58	2.82	1.06	2.64		3.50	3.57	63.10	3.79	2.01	2.81	3.48	
сред	35.05	0.57	0.95	0.25	0.27		1.31	1.36	57.44	0.76	0.28	0.62	1.15	
n	26	17	13	11	14		26	25	26	16	8	11	25	
<b>Халькофанит <math>(Zn, Fe^{2+}, Mn^{2+})Mn^{4+}_3O_7 \cdot 3H_2O</math></b>														
мин	26.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	38.28	0.00	0.00	0.00	0.00	
макс	37.77	2.55	1.99	1.48	3.84	0.25	1.40	1.46	57.32	6.68	9.56	24.71	7.30	
сред	33.81	0.36	0.17	0.30	0.67	0.02	0.32	0.59	48.41	1.34	2.39	9.27	2.35	
n	45	12	10	24	35	6	28	38	45	31	40	44	34	

Для бирнессита и тодорокита характерна сильная вариативность катионного состава. У коронадита наблюдается существенная примесь цинка, меди, серебра, значительно реже встречается минерал, обедненный примесями. В изоморфном ряду между составами «аврорита» и «халькофанита» ограничения смесимости не наблюдается.

Серебро, заключенное в марганцевых окси-гидроксидах, полностью не извлекается цианированием. Поэтому оценка количества марганцевых оксидов важна для контроля недоизвлечения серебра. Так как Mn представлен не только оксидными формами, само по себе содержание Mn не всегда означает пониженное извлечение серебра. Для оценки количества марганцевых оксидов/гидроксилов было предложено использовать параметр цвета пробы – общую яркость. Чем меньше общая яркость (среднее среди трёх RGB-параметров), тем больше оксидного марганца. Для прогноза извлечения серебра необходимо использовать два параметра: содержание Mn в пробе и ее цвет.

Корреляционный анализ по 57 групповым и 72 частным пробам выявил положительную связь между марганцевыми оксидами и расходом реагентов при цианировании, что отражает ионообменные и сорбционные свойства  $MnO_x$ . Изучение этих свойств оксидов/гидроксилов марганца поможет разработать технологичную извлечения серебра, которое на настоящий момент считается трудно извлекаемым.

### Литература

Савва Н.Е. Минералогия серебра Северо-Востока России// НИИ ДВО РАН. М.: Издательство Триумф, 2018.

---

---

*Егоров Г. С., Брусницын А. И.*

*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия,  
st055423@student.spbu.ru*

### НЕОТОКИТ ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЯ УШКАТЫН-III, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН

Неонокит – рентгеноаморфный силикат марганца с приблизительной формулой  $Mn_2(Si_2O_5)(OH)_2 \cdot nH_2O$  (Clark et al., 1978; Минералы, 1992; Кривовичев, 2008). Он встречается преимущественно в обогащенных марганцем породах, где образуется как диагенетический, низкотемпературный гидротермальный и/или гипергенный минерал. В марганцеворудных залежах месторождении Ушкатын-III неонокит (под названием пенвитит) ранее отмечался как широко распространенный гидротермальный минерал, выполняющий жилы в гаусманнитовых рудах и вмещающих их известняках (Каюпова, 1974). Наши исследования дополняют и уточняют данные предшественников.

Месторождение Ушкатын-III находится в 300 км западу от г. Караганда. Гидротермально-осадочные марганцевые руды здесь слагают серии стратиформных залежей, локализованных в слабо метаморфизованных известняках (Рожнов, 1982; Каюпова, 1974; Брусницын и др., 2018; материалы Брусницына с соавторами в настоящем сборнике). По составу руды делятся на два типа: браунитовые и гаусманнитовые. Неонокит установлен в гаусманнитовых рудах, где он присутствует как в основной массе, так и в секущих породу прожилках. Как правило, содержание неонокита составляет менее 1–3 % от объема руд, но местами его количество достигает уровня породообразующего минерала. Этой разновидности гаусманнитовых руд мы уделили особое внимание.

Руды с высоким (до 20 об. %) содержанием неонокита представляют собой микрозернистые образования (средний размер зерен минералов 10–30 мкм) темно-коричневого цвета. Главными минералами являются гаусманнит, неонокит, кариопилит, тефроит, родохрозит и кутнагорит, второстепенными и аксессуарными – гематит, якобит, браунит, рутил, церианит, пеннантит, тальк, сапонит, кальцит, барит и саркинит. Все минералы очень неравномерно распределены в пространстве, создавая пятнистую или неясно выраженную полосчатую текстуру породы. В основной массе породы неонокит совместно с кариопилитом, сапонитом, тефроитом и гаусманнитом слагает комковатые, микропятнистые агрегаты, встречаются также относительно крупные обособления почти мономинерального неонокита изометричной или неправильной формы. В основной массе иногда отчетливо фиксируется замещение неонокита кариопилитом. Руды рассекаются многочисленными прожилками мощностью до 7 мм почти нацело сложенными неонокитом и в существенно меньших количествах карбонатами, баритом и саркинитом.

Физические свойства неонокита изучены на материале поздних жил. В образцах минерал имеет насыщенный красновато-коричневый или светло-желтый цвет, на воздухе постепенно темнеет; хрупкий, излом раковистый. В проходящем свете светло-желтый, чаще всего изотропный, но местами отчетливо наблюдается очень слабое двупреломление, показатель преломления имеет значения от 1.425 до 1.488. В шлифах практически всегда хорошо проявлены трещины синерезиса.

Термический анализ показал, что для кривой ДСК неонокита характерен, прежде всего, интенсивный и широкий эндотермический пик с  $T_{max} = 130$  °С, свидетельствующий о наличии в минерале

слабосвязанных молекул кристаллизационной воды, а также экзотермический пик с  $T_{\max} = 790$  °С, по-видимому, обусловленный фазовой трансформацией вещества, и узкий эндотермический пик с  $T_{\max} = 1098$  °С, отражающий потерю конституционной воды. На кривой ТГ фиксируются скачкообразная потеря массы при  $T_{\max} = 130$  °С (–4 %) и  $T_{\max} = 1098$  °С (–1 %), а кроме того, в интервале  $T = 200$ – $600$  °С наблюдается постепенная потеря массы (–5.5 %), скорее всего, обусловленная удалением цеолитной воды. Общее снижение массы пробы при ее нагреве от 20 до 1020 °С составила 11.90 %.

На ИК спектре неотокита присутствуют полосы поглощения валентных и деформационных колебаний Si–O связей 449, 622 и 1018  $\text{см}^{-1}$ , положение наиболее интенсивной из которых (последней) соответствует стехиометрии анионного радикала слоистых силикатов –  $(\text{Si}_2\text{O}_5)$  (Чуканов, 1995). Полосы 3450 и 1637  $\text{см}^{-1}$  свидетельствуют о наличии в минерале слабосвязанной кристаллизационной (или цеолитной) воды, а полоса 3636 – OH-групп. Полосы поглощения воды широкие и асимметричные, что может свидетельствовать о многообразии позиций и форм её нахождения в неотоките.

Дифрактограмма неотокита содержит пять широких диффузных пиков с максимумами в областях 4.33, 3.66, 2.76, 2.56 и 1.61 Å. Наряду с данными ИК спектроскопии это указывает на то, что атомарная структура неотокита не является «полностью аморфной», а на уровне ближнего порядка содержит фрагменты молекулярных пакетов. Об этом же свидетельствуют результаты работ предыдущих исследователей (Clark et al., 1978; Минералы, 1982; Eggleton et al., 1983; Брусницын, 2000).

Изучение ушкатынского неотокита с помощью электронного микроскопа показало, что химический состав минерала достаточно стабилен, содержания всех компонентов изменяются в узком диапазоне, существенных различий между неотокитом основной массы пород и прожилков не установлено. Типичные составы неотокита и рассчитанные по ним формулы следующие (масс. %):

основная масса породы:  $\text{SiO}_2 - 42.81$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.45$ ,  $\text{MnO} - 43.04$ ,  $\text{MgO} - 0.82$ ,  $\text{CaO} - 0.80$ ,  $\text{Na}_2\text{O} - 0.14$ , сумма – 88.05;  $(\text{Mn}_{1.75}\text{Mg}_{0.06}\text{Ca}_{0.04}\text{Al}_{0.03}\text{Na}_{0.01})_{1.89}(\text{Si}_{2.05}\text{O}_5)(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ;

поздние прожилки:  $\text{SiO}_2 - 43.61$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.50$ ,  $\text{MnO} - 41.45$ ,  $\text{MgO} - 0.97$ ,  $\text{CaO} - 1.12$ ,  $\text{Na}_2\text{O} - 0.33$ , сумма – 87.98;  $(\text{Mn}_{1.67}\text{Mg}_{0.07}\text{Ca}_{0.06}\text{Al}_{0.03}\text{Na}_{0.03})_{1.86}(\text{Si}_{2.07}\text{O}_5)(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ;

Видно, что реальная стехиометрия неотокита не полностью соответствует идеальной формуле  $\text{Mn}_2(\text{Si}_2\text{O}_5)(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$  избытком кремния и дефицитом марганца, даже если к последнему добавить магний, кальций, алюминий и натрий. Такая ситуация типична и для неотокита из других месторождений (Clark et al., 1978; Минералы, 1982; Брусницын, 2000; 2013). Очевидно, идеальная формула нуждается в уточнении.

Интересно, что практически одинаковых соотношения катионов, изображения неотокита основной массы породы в обратно-отраженных электронах часто имеют «облачный» рисунок с неравномерным распределением неправильных по форме участков, отличающихся насыщенностью серого цвета. Скорее всего, такие участки различаются содержанием воды и/или имеют разную плотность.

Таким образом, в результате проведенных исследований впервые для месторождения Ушкатын-III показано, что неотокит развивается не только в поздних, секущих породы прожилках, но и участвует в основной массе гаусманнитовых руд, где его количества иногда достигают 20 об. %. Генезис неотокита из основной массы пород вызывает дискуссию. Возможны для варианта: 1) Неотокит представляет собой реликты осадочно-диагенетической Mn–Si фазы, свидетельствующей о первичном накоплении части марганца в силикатной форме. Такой неотокит известен в природе (Брусницын, 2013). Но в данном случае удивляет, как такие большие количества неотокита сохранились в отложениях, испытывавших пусть низкоградный, но все же метаморфизм. Возможно, отдельные участки рудных залежей были перекрыты слабо проницаемыми глинистыми прослоями, препятствующими удалению воды и тем самым предохраняющими неотокит от неизбежной в условиях роста температуры и давления дегидратации и разрушения. Этот сценарий требует дальнейшей проработки. 2) Неотокит является вторичным гидротермальным минералом, замещающим на ретроградной стадии образовавшиеся на прогрессивном этапе метаморфизма минералы (гаусманнит, кариопилит, тефроит и др.). Этот вариант также сталкивается с трудностями. Во-первых, минералогические наблюдения показывают, что неотокит замещается кариопилитом, а не наоборот; в рудах нет признаков замещения неотокитом тефроита, гаусманнита и родохрозита. Во-вторых, не ясны источники и механизмы поступления больших количеств воды (необходимой для образования неотокита) в локальные участки рудоносных отложений. Генезис неотокита в поздних прожилках более понятен – это продукт сегрегации вещества из вмещающей породы. И в основной массе породы, и в поздних прожилках образование неотокита происходило в условиях низких температур. В обоих случаях до конца не ясны причины того, почему формируется именно рентгеноаморфная фаза, а не хорошо окристаллизованные силикаты марганца. Для решения генетических вопросов требуются дополнительные работы.

*Исследования проведены с использованием аналитических возможностей ресурсных центров СПбГУ «Микроскопии и микроанализа», «Геомодель» и «Рентгенодифракционные методы исследования».*

## Литература

Брусницын А.И. Родонитовые месторождения Среднего Урала (минералогия и генезис). СПб.: СПбГУ, 2000. 200 с.

Брусницын А.И. Минералогия марганцевоносных метаосадков Южного Урала. СПб.: СПбГУ, ООО «ИПК КОСТА», 2013. 160 с.

Брусницын А.И., Перова Е.Н., Верецагин О.С., Бритвин С.Н., Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Иванов А.В. Барит-свинцово-цинковые и железо-марганцевые месторождения Жайремского рудного узла: геологическая экскурсия в Центральный Казахстан. // Минералогия, 2018. 4(3). С. 82–92.

Каюпова М.М. Минералогия железных и марганцевых руд Западного Атасу (Центральный Казахстан). Алма-Ата: Наука, 1974. 277 с.

Кривовичев В. Г. Минералогический словарь. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2008. 554 с.

Минералы: справочник. М.: Наука, 1992. Т. IV, вып. 2. 662 с.

Рожнов А.А. Сравнительная характеристика марганцевых месторождений Атасуйского и Никопольско-чиатурского типов // Геология и геохимия марганца. М. Наука, 1982. С. 116–121.

Чуканов Н. В. О инфракрасных спектрах силикатов и алюмосиликатов // ЗВМО, 1995. № 3. С. 80–85.

Clark A. M., Easton A. J., Mount M. The neotocite group // Miner Mag. 1978. Vol. 42, N 322. P.279

Eggleton R.A., Pennington J.H., Freeman R.S., et al. Structural aspect of the hisingerite-neotocite series // Clay. Miner., 1983. Vol. 18. p. 21–31.

**Иванова Ю.А., Власов Е.А.**

Московский государственный университет, Москва, Россия, yuliaivanova5666@mail.ru

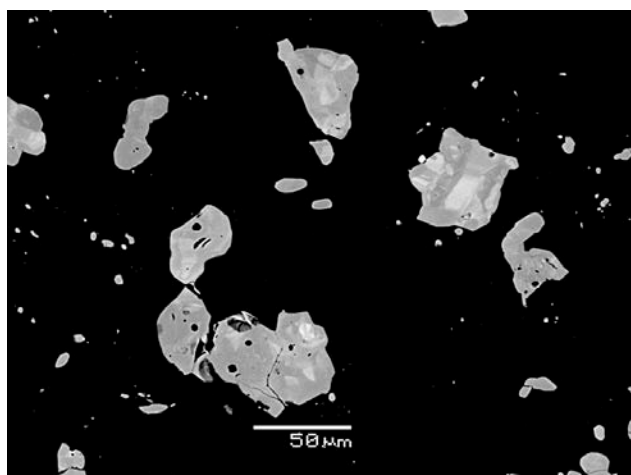
#### **РУТИЛ МЕТАСОМАТИТОВ И РУД МЕДНО-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЕСЧАНКА, ЗАПАДНАЯ ЧУКОТКА**

Месторождение Песчанка относится к медно-порфировому типу и располагается на Северо-Востоке России в 250 км к юго-западу от г. Билибино в Чукотском АО. Месторождение Песчанка локализовано в юго-восточной части крупного многофазного Егдыкычского массива, интрузирующего верхнеюрские вулканогенно-осадочные отложения, сложенного преимущественно монцодиоритами и сиенитами, и прорванного телами монцодиоритов и кварцевых монцодиорит-порфиров, с которыми пространственно и парагенетически связано оруденение. Рудовмещающие толщи сильно изменены, превращены в метасоматиты. Среди метасоматитов выделяют пропилиты, кварц-серицитовые и биотит-калишпатовые породы (Читалин и др., 2016).

Исследованный рутил, в основном, тяготеет к пропилитам. Минерал ассоциирует, как правило, с апатитом, карбонатом и различными сульфидами.

Рутил формирует монокристаллы и колеччатые двойники размером до 4мм. Иногда он образует псевдоморфозы по более раннему титаномagnetиту, а также замещает магматогенный биотит.

Большинство кристаллов рутила имеют зональное строение (см. рис.) – от центра кристаллов к внешним зонам концентрация основных примесей (W, Fe, V, Nb, Al) снижаются.



**Рис. Зональные кристаллы рутила.**

Фото в отраженных электронах.

По результатам рентгеноспектрального электронно-зондового микроанализа в рутиле были установлены примеси (мас. %):  $WO_3$  (0.2–4.5),  $Fe_2O_3$  (0.3–2.7),  $V_2O_5$  (0.5–1.4),  $Nb_2O_5$  (0.1–0.9),  $Al_2O_3$  (0.1–0.2). В некоторых случаях отмечаются  $Ta_2O_5$  (до 0.4 мас. %),  $Cr_2O_3$  (до 0.3 мас. %),  $SnO_2$  (до 0.3 мас. %) и  $Sb_2O_5$

(до 0.2 мас. %). Представительные анализы рутила приведены в таблице. В результате расчета баланса зарядов удалось установить, что всё железо, входящее в минерал, является трехвалентным. Количество предполагаемых вакансий ( $O_{[vac]}$ ) было посчитано исходя из теоретического заряда – разница между теоретическим зарядом и рассчитанным зарядом, разделенная на два, равна количеству вакансии.

Предполагается, что вхождение высоковалентных элементов-примесей в рутил осуществляется по следующим схемам:  $3Ti^{4+} = W^{6+} + 2Me^{3+}$ ;  $2Ti^{4+} = Nb^{5+} + Me^{3+}$ . Практически во всех анализах рутила отмечается избыток трехвалентных катионов по отношению к тому количеству, которое необходимо для компенсации  $W^{6+}$  и  $Nb^{5+}$ . Для объяснения присутствия избыточных примесей трехвалентных катионов может быть привлечена следующая схема:  $2Ti^{4+} + O^{2-} = 2Me^{3+} + [vac]$  (Третьяков, 1974). Данное предположение подтверждается дефицитом кислорода в ряде кристаллохимических формул рутила (табл.).

Исследованные образцы рутила медно-порфиrowого месторождения Песчанка (Западная Чукотка) были сравнены с рутилом золоторудных объектов Западной Чукотки – месторождением Каральвеем и проявлением Лосиха.

Для рутила Каральвеевского месторождения характерны примеси (мас. %):  $WO_3$  (0.3–5.5),  $Fe_2O_3$  (0.5–2.6),  $V_2O_5$  (0.5–0.6),  $Al_2O_3$  (0.1–0.6). Иногда отмечаются  $FeO$  (до 1 мас. %),  $Ta_2O_5$  (до 0.3 мас. %) и  $As_2O_5$  (до 0.2 мас. %). В качестве постоянных примесей в рутиле из обломков метасоматически измененных пород в кварцевых жилах золоторудного проявления Лосиха удалось установить (мас. %):  $WO_3$  (0.2–9.2),  $V_2O_5$  (1.3–2.9),  $Fe_2O_3$  (0.2–2.0). В некоторых случаях отмечаются примеси  $FeO$  (до 1.4 мас. %),  $Al_2O_3$  (до 0.4 мас. %),  $Sc_2O_3$  (до 0.2 мас. %) и  $Nb_2O_5$  (до 0.2 мас. %).

Четких критериев в закономерностях изменения состава рутила в зависимости от его формационной принадлежности не наблюдается. Однако некие отличия рутила медно-порфиrowого месторождения Песчанка от рутила золоторудных объектов всё же удалось установить. Для рутила последних характерно появление в составе  $Fe^{2+}$  и отсутствие анионных вакансий, что, скорее всего, связано с формированием этих объектов в условиях повышенной кислотности.

**Таблица.** Химический состав (мас. %) икоэффициенты в кристаллохимических формулах рутила месторождения Песчанка (Западная Чукотка)

Комп.	Образцы/анализы									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$TiO_2$	97.52	99.26	96.9	99.74	96.05	93.1	95.89	98.78	96.6	98.44
$Al_2O_3$	0.16	0.16	0.13	-	-	-	0.12	0.07	0.06	0.11
$V_2O_5$	1.41	0.54	1.38	0.80	1.05	0.74	0.62	1.05	1.27	1.23
$Cr_2O_3$	-	-	-	-	-	-	0.08	-	0.13	0.28
$Fe_2O_3$	0.87	0.42	1.44	0.77	1.68	2.65	1.82	0.76	1.05	0.39
$SnO_2$	-	-	-	-	-	-	0.13	-	-	-
$Nb_2O_5$	-	-	0.13	0.22	0.53	0.26	-	-	0.24	-
$Sb_2O_5$	0.17	-	-	-	-	0.39	-	-	-	-
$Ta_2O_5$	-	0.28	-	-	-	-	0.38	-	0.30	-
$WO_3$	-	-	0.48	-	2.12	4.52	2.61	0.57	1.64	0.37
Сумма	100.69	101.19	100.47	101.53	101.43	101.67	101.64	101.22	101.29	100.83
Кoeffициенты рассчитаны на сумму $M=1$										
$Ti^{4+}$	0.973	0.987	0.966	0.983	0.961	0.946	0.961	0.978	0.965	0.977
$Al^{3+}$	0.003	0.002	0.002	-	-	-	0.002	0.001	0.001	0.002
$V^{3+}$	0.015	0.006	0.015	0.008	0.011	0.008	0.007	0.011	0.014	0.013
$Cr^{3+}$	-	-	-	-	-	-	0.001	-	0.001	0.003
$Fe^{3+}$	0.009	0.004	0.014	0.008	0.017	0.027	0.018	0.008	0.01	0.004
$Sn^{4+}$	-	-	-	-	-	-	0.001	-	-	-
$Nb^{5+}$	-	-	0.001	0.001	0.003	0.002	-	-	0.001	-
$Sb^{5+}$	0.001	-	-	-	-	-	-	-	-	-
$Ta^{5+}$	-	0.001	-	-	-	0.001	0.001	-	0.001	-
$W^{6+}$	-	-	0.002	-	0.007	0.016	0.009	0.002	0.006	0.001
$O[vac]$	0.013	0.006	0.013	0.007	0.005	-	0.004	0.008	0.006	0.009
$O^{2-}$	1.975	1.989	1.973	1.985	1.99	2.000	1.992	1.984	1.987	1.981

Примечание: прочерк – элемент не обнаружен;  $O[vac]$  – относительное количество предполагаемое содержание кислородных вакансий. Электронный микроскоп Jeol JSM-6480LV с комбинированной системой рентгеноспектрального микроанализа, кафедра петрологии МГУ, аналитик Е.В. Гусева

Авторы благодарны И.А. Бакшееву за предоставление образцов для исследования и Е.В. Гусевой за проведение электронно-зондового микроанализа.

## Литература

- Третьяков Ю.Д. Химия нестехиометрических окислов // М.: Издательство МГУ. 1974. 364 с.  
Читалин А.Ф., Николаев Ю.Н., Бакиев И.А., Прокофьев В.Ю., Фомичев Е.В., Усенко В.В., Нагорная Е.В., Марущенко Л.И., Сидорина Ю.Н., Джеджева Г.Т. Порфиново-эпитермальные системы Баимской рудной зоны. Западная Чукотка // Смирновский сборник. Москва: МГУ. 2016. с. 82–115.

**Иванюк Г., Пахомовский Я., Калашиников А., Михайлова Ю.,  
Яковенчук В., Паникоровский Т., Базай А.**  
Кольский научный центр РАН, Анапиты, Россия, g.ivanyuk@ksc.ru

### СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КОВДОРСКОГО ФОСКОРИТ-КАРБОНАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА

Детальное изучение Ковдорский фоскорит-карбонатитовой трубки (Ковдорский щёлочно-ультраосновной массив, Мурманская область, Россия) в отношении геометрии, модального и химического состава пород, фазового и химического состава, морфологии, размера зёрен, кристаллохимических особенностей, *PT*-условий распада твёрдых растворов и других особенностей сквозных минералов (форстерита, фтор-гидроксилапатита, магнетита, бадделеита, кальцита, минералов группы пиррохлора) показало, что при переходе от вмещающих фойдолитов, диопсидитов и флогопититов к краевым (апатито)-форстеритовым фоскоритам, промежуточным (форстерито-апатито)-магнетитовым фоскоритам и, далее, осевым карбонатсодержащим фоскоритам и карбонатитам происходит закономерное изменение всех перечисленных переменных (Ivanyuk et al., 2002, 2016, 2017, 2018a,b, 2019; Kalashnikov et al., 2016, 2017; Krivovichev et al., 2010a,b; Mikhailova et al., 2016, 2018; Yakovenchuk et al., 2006, 2017; Zhitova et al., 2010, 2018):

– линейное до экспоненциального уменьшение содержания в породе Si, Al, Na, K, Rb, Ti, Nb, Th, Ni и Sr за счёт аналогичного увеличения количества C, S, Ln, Sr, Ca, U и Pb, с концентрированием Mg в краевых (апатито)-форстеритовых фоскоритах, Fe, P, F, Co, Mn, V, Zn, Zr, Hf, Ag и Sc в промежуточных (форстерито-апатито)-магнетитовых фоскоритах, а Ta и Cu – в осевых карбонатсодержащих фоскоритах;

– последовательное уменьшение положительной цериевой и отрицательной европиевой аномалий в *REE*-спектрах пород от вмещающих фойдолитов и диопсидитов–флогопититов к карбонатитам вследствие перехода от окислительной обстановки минералообразования к восстановительной в условиях постоянного удаления европия во флюидную фазу;

– закономерное изменение состава сквозных минералов от краевых (апатито)-форстеритовых фоскоритов (форстерит с повышенным содержанием  $Fe^{2+}$ ; магнетит с повышенным содержанием Mn, Ti и Si и экссолюционными ламелями ильменита; гидроксилапатит, обогащённый Fe и Mg; бадделеит с микропримесями Mn, Fe и Si; минералы группы пиррохлора, обогащённые Na, Ca, *REE* и Th; никелистый пирротин-4C с экссолюционными ламелями пентландита) к промежуточным преимущественно магнетитовым бескарбонатным фоскоритам ( $Fe^{3+}$ -содержащий форстерит; Mg-Al-содержащий магнетит с экссолюционными включениями шпинели; беспримесные гидроксилапатит и бадделеит; Ca-F-доминантный пиррохлор; Ni-Co-содержащий пирротин-4–5C с ламелями (кобальт)пентландита) и, далее, осевым карбонатсодержащим фоскоритам и карбонатитам (форстерит, обогащённый  $Fe^{2+}$  и Mn; Ti-V-Ca-содержащий магнетит с экссолюционными ламелями ильменита-гейкилита; Ba-Sr-Ln-содержащий гидроксилапатит; бадделеит, обогащённый Hf, Ta, Nb и Sc; минералы группы пиррохлора, обогащённые Ba, Sr, U, Ta, Fe и Zr; кобальтистый пирротин-5C с экссолюционными ламелями кобальтпентландита);

– закономерное изменение размера зёрен сквозных минералов с последовательными максимумами, совпадающими с зонами повышенного содержания соответствующих фаз;

– последовательное увеличение фрактальной размерности ( $D = 2.2–2.9$ ) и уменьшение лакунарности ( $\Lambda = 1.0–0.2$ ) карбонатных кластеров при постоянстве размерности фрактального носителя ( $D_c = 2.55$ ) – развитой сети трещин, которая обеспечивает проводимость флюидов из глубины к дневной поверхности, фиксируемой воронковидными телами франколитовых брекчий;

– последовательное уменьшение температуры распада твёрдых растворов от 500 до 400 °C для пары кальцит-доломит, от 500 до 300 °C для пары магнетит-ильменит/гейкилит и от 250 до 150 °C для пары пирит-пирротин;

– закономерное изменение коэффициентов диффузии атомов Al, Ti и Mg сквозь кристаллическую структуру магнетита, с соответствующим изменением характера роста экссолюционных включений (равномерный, в том числе дендритный рост посредством ОДА при низких скоростях диффузии в

промежуточной зоне трубки и пропорциональный рост при высоких скоростях диффузии в краевой и осевой зонах);

– линейное уменьшение отношения  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  в пирротине и смена политипов  $4C \rightarrow 5C \rightarrow 6C$  вследствие последовательного уменьшения фугитивности кислорода от  $NNO+1$  до  $NNO-2$ ;

– последовательное возрастание средней структурной сложности минералов вследствие образования всё более низкотемпературных структурно сложных соединений, включая новые оксиды (гидроксинатропироклор, генримейерит и др.), фосфаты (ёнаит, кампелит, пахомовскит и др.) и слоистые двойные гидроксиды (квинтинит-1M, -3R и др.).

*Работа выполнена в рамках темы 0226-2019-0051 ГИ КНЦ РАН и проекта РФФ 16-17-10173.*

## Литература

*Ivanyuk G., Konopleva N., Yakovenchuk V., Pakhomovsky Y., Panikorovskii T., Kalashnikov A., Bocharov V., Bazai A., Mikhailova J., Goryainov P.* Three-D mineralogical mapping of the Kovdor phoscorite-carbonatite complex, NW Russia: III. pyrochlore supergroup minerals // *Minerals*, 2018a, Vol. 8. P. 277.

*Ivanyuk G.Y., Pakhomovsky Y.A., Panikorovskii T.L., Mikhailova, J. A.; Kalashnikov, A. O.; Bazai, A. V.; Yakovenchuk, V. N.; Konopleva, N. G.; Goryainov, P. M.* Three-D Mineralogical Mapping of the Kovdor Phoscorite-Carbonatite Complex, NW Russia: II. Sulfides // *Minerals* 2018b. Vol. 8. P. 292.

*Ivanyuk G.Yu., Yakovenchuk V.N., Pakhomovsky Ya.A.* Kovdor. Laplandia Minerals, Apatity, 2002. 326 p.

*Ivanyuk G.Yu., Kalashnikov A.O., Pakhomovsky Ya.A., Bazai A.V., Goryainov P.M., Mikhailova J.A., Yakovenchuk V.N., Konopleva N.G.* Subsolidus evolution of the magnetite-spinel-ulvöspinel solid solutions in the Kovdor phoscorite-carbonatite complex, NW Russia // *Minerals*. 2017. Vol. 7. P. 215.

*Ivanyuk G.Yu., Kalashnikov A.O., Pakhomovsky Ya.A., Mikhailova J.A., Yakovenchuk V.N., Konopleva N.G., Sokharev V.A., Bazai A.V., Goryainov P.M.* Economic minerals of the Kovdor baddeleyite-apatite-magnetite deposit, Russia: mineralogy, spatial distribution, and ore processing optimization // *Ore Geology Reviews*. 2016. Vol. 77. P. 279–311.

*Ivanyuk G.Yu., Yakovenchuk V.N., Panikorovskii T.L., Konoplyova N.G., Pakhomovsky Ya.A., Bazai A.V., Bocharov V.N., Krivovichev S.V.* Hydroxynatropyrochlore,  $(Na,Ca,Ce)_2Nb_2O_6(OH)$ , a new member of the pyrochlore group from the Kovdor phoscorite-carbonatite pipe (Kola Peninsula, Russia) // *Mineralogical Magazine*. 2019. Vol. 83. P. 107–113

*Kalashnikov A.O., Ivanyuk G.Yu., Mikhailova J.A., Sokharev V.A.* Approach of automatic 3D geological mapping: the case of the Kovdor phoscorite-carbonatite complex, NW Russia // *Scientific Reports*. 2017. Vol. 7. P. 6893

*Kalashnikov A.O., Yakovenchuk V.N., Pakhomovsky Ya.A., Bazai A.V., Sokharev V.A., Konopleva N.G., Mikhailova J.A., Goryainov P.M., Ivanyuk G.Yu.* Scandium of the Kovdor baddeleyite-apatite-magnetite deposit (Murmansk Region, Russia): Mineralogy, spatial distribution, and potential resource // *Ore Geology Reviews*. 2016. Vol. 72. P. 532–537.

*Krivovichev S.V., Yakovenchuk V.N., Zhitova E.S., Zolotarev A.A., Pakhomovsky Ya.A., Ivanyuk G.Yu.* Crystal chemistry of natural layered double hydroxides. 1. Quintinite-2H-3c from Kovdor alkaline massif, Kola peninsula, Russia // *Mineralogical Magazine*. 2010a. Vol. 74. No. 5. P. 821–832.

*Krivovichev S.V., Yakovenchuk V.N., Zhitova E.S., Zolotarev A.A., Pakhomovsky Ya.A., Ivanyuk G.Yu.* Crystal chemistry of natural layered double hydroxides. 2. Quintinite-1M: first evidence of monoclinic polytype in  $M^{2+}-M^{3+}$  layered double hydroxides // *Mineralogical Magazine*. 2010b. Vol. 74. No. 5. P. 833–840.

*Mikhailova J., Ivanyuk G., Kalashnikov A., Pakhomovsky Y., Bazai A., Panikorovskii T., Yakovenchuk V., Konopleva N., Goryainov P.* Three-D Mineralogical Mapping of the Kovdor Phoscorite-Carbonatite Complex, NW Russia: I. Forsterite // *Minerals*. 2018, Vol. 8. P. 260

*Mikhailova, J.A., Kalashnikov, A.O., Sokharev, V.A., Pakhomovsky, Ya.A., Konopleva, N.G., Yakovenchuk, V.N., Bazai, A.V., Goryainov, P.M., Ivanyuk, G.Yu.* 3D mineralogical mapping of the Kovdor phoscorite-carbonatite complex (Russia) // *Mineralium Deposita*. 2016. Vol. 51. P. 131–149.

*Yakovenchuk V.N., Ivanyuk G.Yu., Mikhailova J.A., Selivanova E.A., Krivovichev S.V.* Pakhomovskyite, the Co-dominant analogue of vivianite, a new mineral species from Kovdor, Kola Peninsula, Russia // *The Canadian Mineralogist*. 2006. Vol. 44. P. 117–123.

*Yakovenchuk V.N., Ivanyuk G.Yu., Pakhomovsky Ya.A., Panikorovskii T.L., Britvin S.N., Krivovichev S.V., Shilovskikh V.V., Bocharov V.N.* Kampelite,  $Ba_3Mg_{1.5}Sc_4(PO_4)_6(OH)_3 \cdot 4H_2O$ , a new very complex Ba-Sc phosphate mineral from the Kovdor phoscorite-carbonatite complex (Kola Peninsula, Russia) // *Mineralogy and Petrology*. 2017. Vol. 112. P. 111–121.

*Zhitova E.S., Krivovichev S.V., Yakovenchuk V.N., Ivanyuk G.Yu., Pakhomovsky Ya.A., Mikhailova J.A.* Crystal chemistry of natural layered double hydroxides. 4. Crystal structures and evolution of structural complexity of quintinite polytypes from the Kovdor alkaline massif, Kola peninsula, Russia // *Mineralogical Magazine*. 2018. Vol. 82. P. 329–346.

*Zhitova E.S., Yakovenchuk V.N., Krivovichev S.V., Zolotarev A.A., Pakhomovsky Ya.A., Ivanyuk G.Yu.* Crystal chemistry of natural layered double hydroxides. 3. The crystal structure of Mg, Al-disordered quintinite-2H // *Mineralogical Magazine*. 2010. Vol. 74. No. 5. P. 841–848.



## КАРЛТОНИТ В ЧАРОИТИТАХ МУРУНСКОГО МАССИВА (ВТОРАЯ НАХОДКА В МИРЕ)

Карлтонит,  $\text{KNa}_4\text{Ca}_4\text{Si}_8\text{O}_{18}(\text{CO}_3)_4(\text{OH},\text{F})\cdot\text{H}_2\text{O}$ , редкий минерал, относящийся к группе филлосиликатов, был открыт в 1971 году и назван в честь Карлтонского университета, г. Оттава (Чао, 1971). До недавнего времени карьер Пудретте, гора Сен-Илер (Канада), являлся единственным местонахождением минерала карлтонита, пока он не был обнаружен в уникальных чароитовых породах (чароититах) Мурунского вулcano-плутонического щелочного комплекса.

Мурунский массив расположен на границе Бодайбинского района Иркутской области и Олекминского района Республики Саха (Якутия). В геологическом отношении он находится на северо-западе Алданского щита Сибирского кратона и входит в группу мезозойских щелочных массивов Алданской щелочной провинции. Породы комплекса характеризуются калиевой агпаитностью, что определяет их минералогическое разнообразие.

Чароититы – это агпаитовые кальциево-кремниевые породы, минеральный состав которых меняется от мономинеральных пород, состоящих из чароита, до пород с переменными количествами породообразующих минералов: чароита, К-полевого шпата, кварца, эгирина, арфведсонита, кальцита, волластонита. В качестве второстепенных и аксессуарных минералов в чароититах встречаются щелочные кальциевые силикаты: пектолит, тинаксит, мизерит, апофиллит, агреллит, федорит, франкаменит, токкоит, денисовит. Из рудных минералов обнаружены сульфиды меди, свинца, калия и таллия; арсениды, висмутиды, антимониды, самородные металлы.

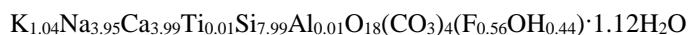
На одном из участков коренных проявлений чароитовой минерализации (Северный) в чароитовой глыбе был обнаружен голубой минерал, диагностированный авторами как карлтонит.

Объект исследования представляет собой полированный штаф размером 13.5×9 см, состоящий из чароит-содержащей породы с карлтонитом. Из штафа выпиливались образцы на различные методы исследования. Идентификация карлтонита была произведена с помощью порошковой рентгеновской дифрактометрии (Bruker D8 ADVANCE). Для определения химического состава и ассоциирующих минералов использовался рентгеновский электронно-зондовый микроанализатор JXA-8200, Jeol. Ltd. (Япония), а ИК спектр порошка карлтонита получен с помощью инфракрасного спектрометра Vertex 70 FT-IR Bruker и спектрофотометра Varian 3 100ATR / FT-IR (RAM II). Кристаллическая структура минерала была уточнена с использованием монокристалльного дифрактометра Bruker AXS D8 VENTURE. Оптические петрографические и минераграфические исследования проводились с помощью поляризационного микроскопа Olympus BX 51 в проходящем и отражённом свете.

В полированном штафе чароитовой породы, содержащей карлтонит разными методами исследования авторами было диагностировано семнадцать минералов: игольчатый зеленовато-чёрный эгирин ( $A_c=47$ ,  $F_s=42$ ,  $W_o=7$ ,  $E_p=4$ ), фторapatит, микроклин, буровато-зеленоватый пектолит, голубой карлтонит, розоватый и коричневатый апофиллит, сиреневый чароит, кварц, карбонат (кальцит), барит, волластонит, галенит, идаит, халькозин, дигенит, самородная медь, ковеллин.

Карлтонит присутствует в чароитовой породе преимущественно в виде неравномерно распределённых аллотриоморфных зёрен размером до 0.5×0.7–0.3×0.5 см, формирующих скопления до 0.7×1.5 см. Визуально цвет минерала варьируется от светло-голубого до голубого. В шлифе минерал бесцветный. В карлтоните изредка встречаются идиоморфные кристаллы эгирина 0.6×1.0–0.1×0.1 мм, а также обнаружены многочисленные включения мелких призматических гипидиоморфных зёрен апатита 0.05×0.05–0.05×0.2 мм. Карлтонит образует тесные сростания с розовым апофиллитом, что может указывать на их совместную кристаллизацию. В то же время в изменённой части образца наблюдается развитие по карлтониту вторичного апофиллита коричневатого оттенка.

Кристаллохимическая формула была рассчитана на основе  $(\text{Si}+\text{Al})=8$  атомов на формульную единицу, содержание  $\text{H}_2\text{O}$  согласуется с уточненной занятостью соответствующих позиций в структуре минерала. Усредненная формула Мурунского карлтонита:



Электронно-зондовый микроанализ показал, что среднее содержание фтора в образце составляет 1.1 мас. %, при этом в карлтоните из Сен-Илера (Канада) это значение ~0.7 мас % (Чао, 1971). Соответственно, рассчитанная атомная доля F, замещающего группу OH в кристаллической структуре, для изученного карлтонита из Муруна находится в диапазоне от 0.54 до 0.76 атомов в формульной единице по сравнению с 0.41 в минерале из Сен-Илер (Чао, 1971).

Таким образом, в результате проведенного исследования и сравнения Канадского и Российского карлтонита предлагается следующая номенклатура:

гидроксикарлтонит (Сен-Илер) для минерала с составом  $\text{KNa}_4\text{Ca}_4\text{Si}_8\text{O}_{18}(\text{CO}_3)_4(\text{OH},\text{F})\cdot\text{H}_2\text{O}$ , где (OH) > F;

и фторкарлтонит (Мурун) для минерала с составом  $\text{KNa}_4\text{Ca}_4\text{Si}_8\text{O}_{18}(\text{CO}_3)_4(\text{F},\text{OH})\cdot\text{H}_2\text{O}$ , где F > (OH).

Упрощенная формула минералов группы карлтонита:  $\text{KNa}_4\text{Ca}_4\text{Si}_8\text{O}_{18}(\text{CO}_3)_4(\text{X})\cdot\text{H}_2\text{O}$  ( $\text{X} = \text{F}$  и  $\text{OH}$ ) (Табл.).

**Таблица.** Минералы группы карлтонита с общей формулой  $\text{KNa}_4\text{Ca}_4\text{Si}_8\text{O}_{18}(\text{CO}_3)_4(\text{X})\cdot\text{H}_2\text{O}$  ( $\text{X} = \text{F}$  и  $\text{OH}$ )

	Кристаллохимическая формула	Сингония, пр. гр	$a$ (Å), $c$ (Å)	Цвет	Литература
Фтор-карлтонит	$\text{K}_{1.04}\text{Na}_{3.95}\text{Ca}_{3.99}\text{Ti}_{0.01}\text{Si}_{7.99}\text{Al}_{0.01}\text{O}_{18}(\text{CO}_3)_4(\text{F}_{0.56}\text{OH}_{0.44})\cdot 1.12\text{H}_2\text{O}$	Тетрагональная $P4/mbm$	13.219(1), 16.707(2)	Светло-голубой до синего	Данная работа
Гидроксикарлтонит	$\text{K}_{0.74}\text{Na}_{3.56}(\text{Ca}_{3.74}\text{Mg}_{0.03})\text{Si}_{7.89}\text{Al}_{0.11}\text{O}_{18}(\text{CO}_3)_{3.65}\text{F}_{0.41}\cdot 2.05\text{H}_2\text{O}$		13.178(3), 16.695(4)	Розовый до бледно-голубого	Chao, 1971, 1972

В настоящей работе представлены результаты минералого-петрографического и кристаллохимического исследования карлтонита из чароитов Мурунского массива. Это второе появление этого минерала в мире после месторождения Сен-Илер, Канада.

*Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента РФ для государственной поддержки молодых учёных МК-936.2019.5. Авторы выражают благодарность руководству ООО "Чароит" в лице генерального директора С.Н. Слепнёва и технического директора А.Н. Романенко за предоставленный для исследования образец.*

### Литература

Chao G.Y. Carletonite,  $\text{KNa}_4\text{Ca}_4\text{Si}_8\text{O}_{18}(\text{CO}_3)_4(\text{F},\text{OH})\cdot\text{H}_2\text{O}$ , a new mineral from Mount St. Hilaire, Quebec // The American Mineralogist, vol. 56, 1971. P. 1855–1865

Chao G.Y. The crystal structure of carletonite,  $\text{KNa}_4\text{Ca}_4\text{Si}_8\text{O}_{18}(\text{CO}_3)_4(\text{F},\text{OH})\cdot\text{H}_2\text{O}$ , a double-sheet silicate // The American Mineralogist, vol. 57, 1972. P. 765–778

**Ковальчук Д.М., Баданина Е.В.**

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия, e.badanina@spbu.ru

### НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕНЕЗИСЕ ВОЛЬФРАМИТОВ ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЯ

Вольфрамиты Забайкалья - давний объект исследования кафедры геохимии СПбГУ (Барабанов, 1995). Объектами нашего изучения являлись вольфрамиты микроклин-альбитовых («стандартные») и Li-F амазонитовых гранитов Восточного Забайкалья. Наиболее детально изучены вольфрамиты из различных парагенезисов – гранитов, грейзенов, кварц-вольфрамитовых жил Спокойнинского вольфрамитового месторождения (Сырицо, 2002).

Вольфрамиты изучались методом сканирующей электронной микроскопии в Научно-исследовательском парке СПбГУ "Геомодель" с использованием сканирующего электронного микроскопа Hitachi S-3400N. Анализ микропримесей (Hf, In, Sn, Y, Nb, Mg, Zn, Ti, Sc, Zr, Ta, Mo, Co, V, U, Pb, As, Al, Ca, Ba, Sr, Bi, Sb) выполнен методом LA-ICP-MS. Состав рудообразующего флюида оценивался на основе изучения состава газовой-жидких включений в парагенном вольфрамитовом кварце. Данный анализ был выполнен с применением двух методов – метода рамановской спектроскопии и метода термогравиметрического анализа. Рамановская спектроскопия выполнена в ресурсном центре СПбГУ «Геомодель» на Рамановском спектрометре Horiba Jobin-Yvon LabRam HR800. Термогравиметрическое исследование кварцев было выполнено на приборе синхронного термического анализа Netzsch STA 449 F1 Jupiter с квадрупольным масс-спектрометром Netzsch QMS 403C Aëolos в ресурсном центре «Термогравиметрические и калориметрические методы исследования».

На основе проведённых исследований установлено, что вольфрамиты Спокойнинского массива представлены гюбнеритом с низкой концентрацией тантала и ниобия. Вольфрамиты из Li-F гранитов, обогащены Nb (до 2.7 масс.%  $\text{Nb}_2\text{O}_5$ ) и Ta (до 0.9 масс.%  $\text{Ta}_2\text{O}_5$ ), что отражает геохимическую специализацию этих пород. Вольфрамиты Спокойнинского массива интенсивно замещаются редкими минералами Pb и As – чиллагитом ( $\text{Pb}[(\text{Mo},\text{W})\text{O}_4]$ ) и лёллингитом ( $\text{FeAs}_2$ ). В составе структур распада в касситерите здесь обнаружены включения вольфрамоиксиолита ( $\text{FeO}_{0.21}\text{Mn}_{0.49}\text{Nb}_{0.94}\text{Ta}_{0.23}\text{W}_{0.06}\text{Sc}_{0.02}\text{Sn}_{0.04}$ ) $_{2.05}\text{O}_4$  имеющие облик

вытянутых заострённых кристаллов – длина порядка 10–45 мкм, поперечный размер 5–20 мкм. Вольфрамооксиолит отличается зональным строением, с вариациями содержаний Ta и Nb (Алексеев, 2010).

Вольфрамиты амазонитовых Li-F гранитов Орловского и Этыкинского массивов отличаются повышенными содержаниями Nb, Ta, Zn, Ti, In и Sc. Вольфрамит из Li-F гранитов Тургинского массива отличается низким содержанием Y, всей гаммы РЗЭ, отсутствием Eu-минимума. Вольфрамиты мусковит-альбитовых гранитов Спокойнинского массива имеют повышенные содержания Pb, As, Ca и Ba.

Вольфрамиты Спокойнинского массива из разных парагенезисов заметно различаются содержаниями элементов-примесей. Вольфрамиты из мусковит-альбитовых гранитов характеризуются относительно высокими концентрациями V, Ti, In, Nb, Sc, в вольфрамитах их грейзенов и кварц-вольфрамитовых жил растёт содержание Ca, Pb, Sr, Ba, As. Вольфрамиты из кварц-вольфрамитовых жил во вмещающих породах в ареале этого массива (месторождение Увальное) отличаются высокими содержаниями Mg и Ti.

В результате изучения состава газовой-жидких включений в кварцах из разных вольфрамит-содержащих парагенезисов Спокойнинского массива установлено, что флюиды альбитизированных гранитов обогащены CH<sub>4</sub>, в то время как в грейзенах и жилах резко возрастает роль CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O. В кварцах из кварц-вольфрамитовых жил в грейзенах диагностированы углекислотно-водные включения высокой плотности CO<sub>2</sub> – до 0.75–0.80 г/см<sup>3</sup>.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 18-05-00957).*

### Литература

Алексеев В.И., Гембицкая И.М., Марин Ю.Б. Вольфрамооксиолит и ниобиевый ферберит из циннвальдитовых гранитов Чукотки // Зап. РМО. Ч. 139. №3. 2010. С. 72–85.

Барabanов В. Ф. Вольфрамовые месторождения. Санкт-Петербург: Изд. СПб Университета. 1995. С. 332.

Иванова Г.Ф. Геохимические условия образования вольфрамитовых месторождений. М.: Наука. 1972.

Сырицо Л.Ф. Мезозойские гранитоиды Восточного Забайкалья и проблемы редкометаллообразования. СПб. Изд-во С.-Петербур. Ун-та, 2002. 357 с.

Goldmann S., Melcher F., Gäbler H.-E. Mineralogy and trace element chemistry of ferberite/reinite from tungsten deposits in central Rwanda // Minerals. Vol. 3(2). 2013. P.121–144.

---

---

Коновалов М. Ю.<sup>1</sup>, Краснова Н. И.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт Гидрологии Суши и Мирового океана, Санкт-Петербург, Россия,  
konovaliv.maksim2012@yandex.ru

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

### ПИРИТ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПАМЯТНИКА ПРИРОДЫ «ПЕРЕБОРЫ» ИЗ КЕЛЛОВЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮРСКОЙ СИСТЕМЫ

Я очень люблю собирать различные минералы из разных экспедиций, которые мы совершаем с объединением «Юный геолог» г. Рыбинска. Из местных минералов у нас встречается в большом количестве пирит. После посещения правого берега реки Волги, в районе устья Фоминского ручья (район геологического памятника природы (ГПП) «Переборы»), я решил посвятить работу исследованию и описанию минерала пирита.

Целью моей работы является установление особенностей генезиса пирита ГПП «Переборы».

Для достижения цели были поставлены следующие задачи:

- изучить специальную литературу;
- описать морфологию типичных образцов пирита;
- реконструировать историю роста индивидов и агрегатов пирита, слагающих конкреции;
- выяснить условия формирования пирита.

Камеральные исследования.

- В сентябре 2014 года из моей коллекции и коллекции объединения «Юный геолог» я отобрал 170 образцов.

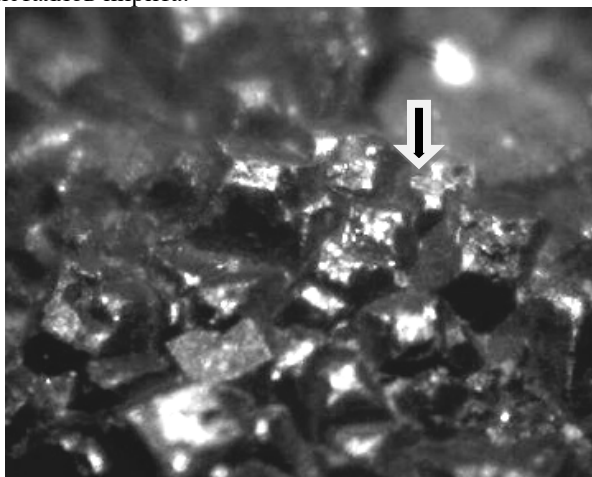
- В камеральных условиях, после химической обработки, я разделил образцы по внешним признакам на шесть морфологических групп. Из каждой группы отобрал несколько пиритов с наиболее выраженными кристаллами, которые были распилены, и рассмотрены под цифровым микроскопом Digital Blue QX5 Microscope при 10 и 60 кратном увеличении.

*Таблица. Шесть морфологических групп пирита, каждой из которых дано свое название.*

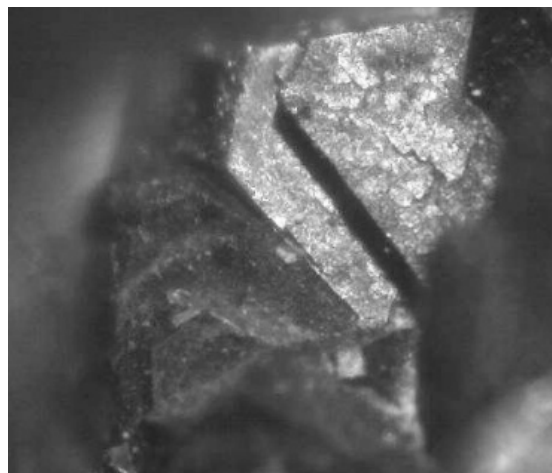
Название морфологических групп	Пиритизация по окаменелостям	Псевдоморфоза по ископаемой древесине	Сцементированные пиритом ростры белемнитов	Шарообразные конкреции пирита (ёжики)	Конкрекции неправильной формы.	Трубочки с мелкокристаллическим пиритом
Количество	26	14	14	7	105	4

- Проведённые мною исследования показали, что пириты ГПП «Переборы» отличаются ярко выраженными неоднородностью строения, морфоструктурных особенностей и, обладают определённым набором отличительных свойств, характерных для келловейских отложений. Пирит формирует конкреции (септарии), стяжения в глинах, а также псевдоморфозы по древесине и морской фауне (см. табл.).

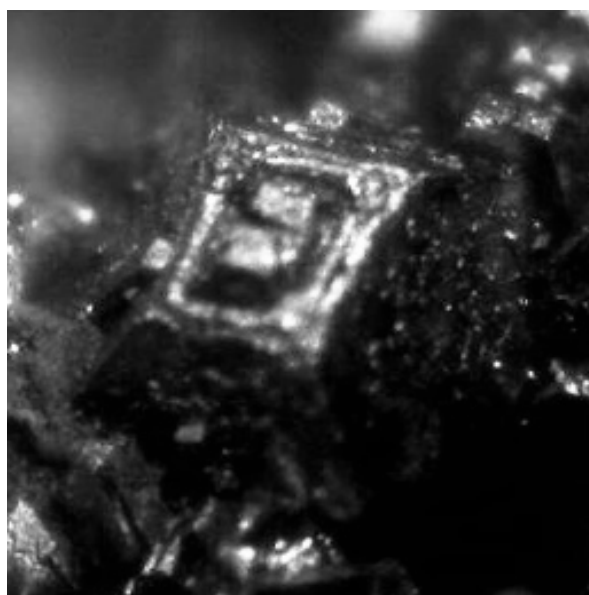
- Конкреции пирита неправильной формы, как правило, представляют собой вытянутые или шаровидные образования в размере от 1.5 до 10 сантиметров. Почти во всех образцах можно выделить кристаллы 2 генераций. В ядре конкреций располагаются наиболее мелкие кристаллы. Они представляют собой комбинацию граней куба и октаэдра с преобладанием граней октаэдра. Кристаллы тёмные, золотистые, с оранжевым налётом. Размеры этих кристаллов не превышают 0.25 мм. Вторая генерация отличается от первой более крупными кристаллами, размеры которых достигают 5 мм. На некоторых кристаллах есть побежалость, а также наблюдаются винтовые дислокации и полигональные формы роста кристаллов пирита.



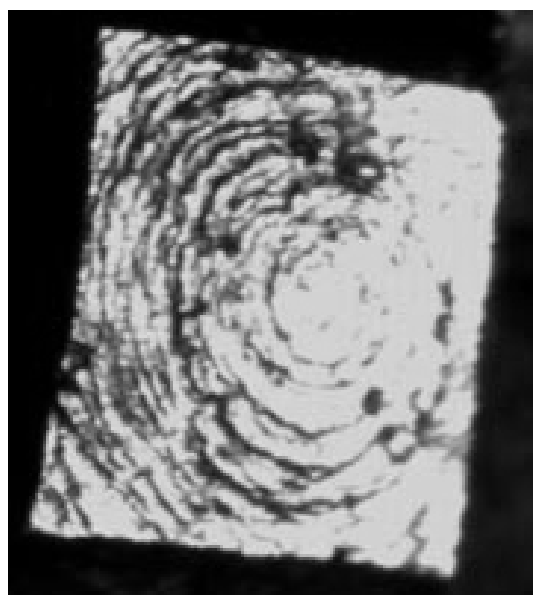
**Рис 1.** Двойники пирита типа «железный крест», (x60).



**Рис 2.** Двойникование кристалла пирита.



**Рис. 3.** Рост кристалла из кристалла.



**Рис. 4.** Винтовая дислокация на верхней грани куба.

Важным и неоспоримым признаком принадлежности сульфидного агрегата к образованиям осадочного-диагенетического генезиса является развитие пирита по органическим остаткам. Я предполагаю, что формирование пирита шло, таким образом: Онтогенетический цикл начинался с образования первичных дисульфидов железа – грейгита (мельниковита), маккинавита, канзита, смайтита, а также «гидротроиллита», температурный диапазон существования которых определяется низкими значениями. Современные процессы осадочного сульфидообразования сопровождаются последовательным преобразованием эфемерных моносульфидов в устойчивый канзит – макинавит – мельниковит (грейгит) – пирит. Этот переход осуществляется самопроизвольно в течение 10–12 месяцев.

### Литература

*Бетехтин А. Г.* Курс минералогии: учебное пособие / А. Г. Бетехтин, под научной редакцией Б. И. Пирогова и Б. Б. Шкурского. – 2-е издание, исправленное и дополненное - М.: КДУ, 2010.

*Краснова Н. И., Петров Т. Г.* Генезис минеральных индивидов и агрегатов. Научно-исследовательский институт Земной коры. Санкт-Петербургского государственного университета / Н. И. Краснова, Т. Г. Петров, выпущено за счёт средств авторов, издано «Невский курьер», СПб, 191065, Невский проспект 7/9, издано в 1995 году.

*Иванов А.Н.* Геологические экскурсии по Ярославской области. Ярославское областное государственное издательство, 1950.

*Киселёв Д. Н.* Объекты геологического наследия Ярославской области: стратиграфия, палеонтология и палеогеография / Д. Н. Киселёв – М.: ЗАО «Юридический дом» «Юстицинформ», 2012.

---

---

*Коноплёва Н.Г., Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А., Яковенчук В.Н.,  
Калашиников А.О., Михайлова Ю.А., Базай А.В.*

*Кольский научный центр РАН, Анатиты, Россия konoplyova55@mail.ru*

### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТИПОХИМИЗМА МИНЕРАЛОВ ХИБИНСКОГО МАССИВА

Хибинский массив на 70 об. % сложен лейкократовыми нефелиновыми сиенитами – фойяитами. Расширяющееся вблизи поверхности тело фойяитов разделено на две части Главным конически-кольцевым разломом, заполненным фойдолитами (мельтейгитами-ийолитами-уртитам). Прилегающие к фойдолитам фойяиты, особенно покрывающие, преобразованы процессами кальсилито-ортоклазового пойкилобластеза в лейцитнормативные пойкилитовые нефелиновые сиениты (рисчорриты) и переходные к ним по составу неравнозернистые нефелиновые сиениты – лывочорриты (по сути – те же фойяиты, лишь частично затронутые процессами кальсилито-ортоклазового пойкилобластеза). Западнее Главного кольца расположена Малая дуга – ещё одна полукольцевая зона мельтейгит-уртитов, малиньитов и мелкозернистых щелочных и нефелиновых сиенитов (фенитов) с ксенолитами фенитизированных вулканогенно-осадочных пород (Иванюк и др., 2009а).

Большая часть “сквозных” минералов в породах Хибинского массива закономерно изменяет свой состав по мере приближения к Главному фойдолитовому кольцу. Связанные с последним экстремальные содержания тех или иных элементов в составе минерала обычно накладываются на первичную монотонную зональность фойяитового комплекса, выраженную в постепенном изменении содержания этих элементов от края массива к его центру. Для обобщения данных о минеральной зональности Хибинского массива был проведен факторный анализ (метод главных компонент с нормализацией и варимаксным вращением) данных о химическом составе 16 сосуществующих минералов: амфиболов (Коноплёва и др., 2008), клинопироксенов (Яковенчук и др., 2008), энigmatита, биотита (Коноплёва и др., 2017), нефелина (Яковенчук и др., 2010), содалита, калиевого полевого шпата (Иванюк и др., 2009б), альбита, титанита (Иванюк и др., 2016), лампрофиллита, астрофиллита, ринкита (Коноплёва и др., 2014), эвдиалита, магнетита (Иванюк и др., 2006), ильменита (Михайлова и др., 2006) и фторапатита (Коноплёва и др., 2013) в пробах, отобранных по профилю *A–B–C–D–E–F*, пересекающему все породные комплексы массива (*A* – западный край массива; *B* – Малая дуга; *C* – западный сектор фойдолитового кольца, рудопоявления Поачвумчорр и Пик Марченко; *D* – центр массива; *E* – южный сектор фойдолитового кольца, месторождение Коашва; *F* – южный край массива). Анализировались данные о содержании (в ат. %) какого-либо одного из 15 элементов (Na, K, Ca, Sr, Ba, REE, Mn, Fe, Mg, Zn, Al, Ti, Zr, Nb, V) в тех минералах, где этот элемент присутствует. Результаты такого анализа для части элементов представлены на рисунке.

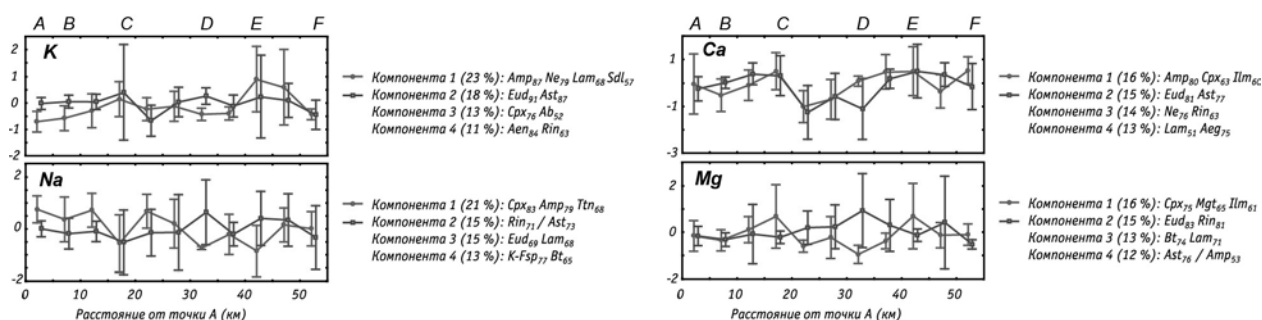


Рис. Изменение состава сосуществующих минералов по разрезу А–В–С–D–E–F.

**Натрий** – главный элемент состава практически всех породообразующих минералов Хибинского массива. По разрезу А–В–С–D–E–F происходит когерентное изменение его содержания в составе клинопироксенов, амфиболов и титанита (компонента 1); эвдиалита и лампрофиллита (3); калиевого полевого шпата и биотита (4) с минимумами в районе Главного кольца. Содержание натрия в составе ринкита обратно пропорционально таковому в астрофиллите (2), а экстремальные его концентрации в этих минералах связаны с центром массива. **Калий** входит в состав большинства породообразующих минералов, причем его содержание по разрезу А–В–С–D–E–F изменяется когерентно в амфиболах, нефелине, лампрофиллите и содалите (1); эвдиалите и астрофиллите (2); клинопироксенах и альбите (3); энigmatите и ринките (4). Экстремальные концентрации калия во всех этих минералах приурочены к Главному кольцу, а различия между перечисленными группами обусловлены монотонной зональностью фойяитового комплекса (различными соотношениями между составом минералов в центре и на краях массива). **Кальций** входит в состав большинства темноцветных минералов, причем по разрезу А–В–С–D–E–F его содержание когерентно изменяется в составе амфиболов, клинопироксенов и ильменита (1); эвдиалита и астрофиллита (2); нефелина и ринкита (3); лампрофиллита и эгирина (4). Все эти минералы максимально обогащены кальцием в районе Главного кольца, а различия между указанными группами обусловлены характером зональности фойяитового комплекса. **Магний** резко обогащены клинопироксены, магнетит, ильменит (1); биотит и лампрофиллит (3) в зоне Главного кольца. Эвдиалит и ринкит, наоборот, обеднены здесь магнием (2), максимальная концентрация которого в этих минералах наблюдается в фойяитах центральной части массива. Кроме того, имеется обратная корреляция между содержанием магния в амфиболах и астрофиллите (4) с экстремумами по периферии Главного кольца (max для астрофиллита и min для амфиболов) и в центре массива (min для астрофиллита и max для амфиболов). **Стронций**, в основном, локализуется в составе минералов группы лампрофиллит–баритолампрофиллит, а также во фторапатите, титаните и ринките. Его содержание по разрезу А–В–С–D–E–F когерентно изменяется в составе фторапатита, эвдиалита и ринкита (1); астрофиллита и лампрофиллита (2); калиевого полевого шпата и титанита (3). Максимальные концентрации стронция во всех этих минералах, кроме лампрофиллита, приурочены к центральной и краевым частям массива, минимальные – к зоне развития альбититов по контакту рихсчорритов и фойяитов центральной части массива. Лампрофиллит же, наоборот, здесь максимально обогащён стронцием. **Редкоземельные элементы** и **иттрий** присутствуют главным образом в составе ринкита, эвдиалита, титанита и фторапатита. В районе Главного кольца в ринките наблюдается более высокое содержание этих элементов, остальные перечисленные минералы резко обеднены ими. В центральной части массива иттрием и редкоземельными элементами обогащен титанит, а в прочих минералах их содержание понижено. **Железо** входит в состав большинства темноцветных минералов, легко перераспределяясь между ними в ходе формирования зональности массива. Так, повышение содержания Fe в нефелине и содалите зоны Главного кольца сопровождается уменьшением железистости клинопироксенов, а увеличение содержания железа в составе альбита, амфиболов, лампрофиллита и эвдиалита от краев массива к его центру – уменьшением железистости биотита и астрофиллита. **Алюминий** входит в состав большинства породообразующих и аксессуарных силикатов Хибинского массива. Альбит, содалит и ринкит из центральной части массива заметно обеднены алюминием по сравнению с минералами из краевой зоны, тогда как для биотита, амфиболов, титанита, астрофиллита, магнетита и ильменита характерно обратное соотношение. **Титан** распределяется в составе минералов таким образом, что амфиболы, клинопироксены, астрофиллит, лампрофиллит, биотит и ринкит из фойяитов центральной части массива оказываются им существенно обогащенными относительно зоны Главного кольца и краевой части массива. И наоборот, магнетит и эвдиалит в фойяитах центральной части массива резко обеднены титаном по сравнению с породами краевой зоны.

Таким образом, в ходе формирования вещественной зональности Хибинского массива происходило как простое концентрирование тех или иных элементов в составе подходящих фаз, так и их перераспределение между сосуществующими минералами с соответствующим их “самоочищением” от примесей. В ходе этого процесса сначала образуются переходные метастабильные фазы, а затем – многочисленные редкие минералы, кристаллизующиеся *in situ* как в интерстициях породообразующих минералов этих же пород, так и в различного рода пегматитовых и гидротермальных жилах. Зона

максимальной дифференциации химического состава минералов приурочена к Главному кольцу – так же, как и зона максимальной дифференциации пород.

*Работа выполнена в рамках темы 0226-2019-0051: Щелочные комплексы северо-востока Фенноскандинавского щита и связанные с ними месторождения фосфора, железа, титана, циркония и редкоземельных металлов.*

### Литература

*Иванюк Г.Ю., Горяинов П.М., Пахомовский Я.А., Коноплева Н.Г., Яковенчук В.Н., Базай А.В., Калашиников А.О. / Самоорганизация рудных комплексов. М.: Геокарт-Геос. 2009а. 392 с.*

*Иванюк Г.Ю., Коноплева Н.Г., Пахомовский Я.А., Яковенчук В.Н., Михайлова Ю.А., Базай А.В. Титанит Хибинского щелочного массива (Кольский полуостров): новые данные // ЗРМО. 2016. № 3. С. 36–55.*

*Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А., Коноплева Н.Г., Калашиников А.О., Корчак Ю.А., Селиванова Е.А., Яковенчук В.Н. Породообразующие полевые шпаты Хибинского щелочного массива (Кольский полуостров, Россия) // ЗРМО. 2009б. № 6. С. 1–17.*

*Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А., Коноплева Н.Г., Яковенчук В.Н., Меньшиков Ю.П., Корчак Ю.А. Минералы группы шпинели в породах Хибинского щелочного массива (Кольский полуостров) // ЗРМО. 2006. № 5. С. 64–75.*

*Коноплева Н.Г., Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А., Яковенчук В.Н., Меньшиков Ю.П., Корчак Ю.А. Амфиболы Хибинского щелочного массива (Кольский полуостров) // ЗРМО. 2008. № 1. С. 37–53.*

*Коноплева Н.Г., Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А., Яковенчук В.Н., Михайлова Ю.А. Типоморфизм фторапатита в Хибинском щелочном массиве (Кольский полуостров, Россия) // ЗРМО. 2013. № 3. С. 65–83.*

*Коноплева Н.Г., Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А., Яковенчук В.Н., Михайлова Ю.А., Базай А.В. Слюды серии флогопит-аннит в породах Хибинского массива (Кольский полуостров, Россия) // ЗРМО. 2017. № 3. С. 87–103.*

*Коноплева Н.Г., Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А., Яковенчук В.Н., Михайлова Ю.А., Селиванова Е.А. Типохимизм ринкита и продуктов его изменения в Хибинском щелочном массиве (Кольский полуостров) // ЗРМО. 2014. № 5. С. 97–113.*

*Михайлова Ю.А., Коноплева Н.Г., Яковенчук В.Н., Иванюк Г.Ю., Меньшиков Ю.П., Пахомовский Я.А. Минералы группы корунда в породах Хибинского щелочного массива (Кольский полуостров) // Записки РМО, № 5, 2006, с. 41–54.*

*Яковенчук В.Н., Иванюк Г.Ю., Коноплева Н.Г., Корчак Ю.А., Пахомовский Я.А. Нефелин Хибинского щелочного массива (Кольский полуостров) // ЗРМО. 2010. № 2. С. 80–91.*

*Яковенчук В.Н., Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А., Меньшиков Ю.П., Коноплева Н.Г., Корчак Ю.А. Пироксены Хибинского щелочного массива (Кольский полуостров, Россия) // ЗРМО. 2008. № 2. С. 96–113.*

---

---

**Кузнецова М.А., Антонов А.А.**

*Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия,  
st066294@student.spbu.ru*

### МИНЕРАЛОГИЯ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ СКАРНОВ ИЗ ОБРАМЛЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОНДЕР (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ)

Массив Кондер относится к интрузивам центрального типа. Центральная часть представлена изометричным штоком дунитов, концентрические оторочки вокруг которого формируют клинопироксениты, косъвиты и меланократовые габброиды. Эта структура рассечена более поздними жильными и дайковыми телами щелочных пород и их пегматитов. Вмещающие породы представлены различными метаморфитами, в частности – гнейсами, сланцами и доломитовыми мраморами. На контакте последних с интрузивными породами Кондёр были обнаружены магнезиальные скарны, результаты изучения минерального состава которых представлены в настоящей работе.

Скарнированные участки мраморов приурочены к контакту с интрузивом. В непосредственной близости от контакта обнажаются лайки щелочных пегматитов. Макроскопически изученные скарны – это породы светлого цвета, частично полосчатые, массивные, по внешнему облику приближаются к мраморам, в отдельных участках которого наблюдаются скопления шпинели и сегрегации зерен минералов групп гумита, хлорита и серпентина, часто в тонких сростаниях друг с другом.

В составе скарнов диагностировано 24 минеральных вида (табл.).

Таблица. Минеральный состав пород

	Минерала	Эмпирическая формула	Методы диагностики			
			Мак	Опт	РФА	Эм
1	Пирит	$Fe_{0.98}(S_2)$	-	+	-	+
2	Пирротин	$(Fe_{0.89}Mg_{0.01})_{0.90}S_1$	-	+	-	+
3	Халькопирит	$Cu_{0.93}Fe_{0.94}S_2$	-	+	-	+
4	Пентландит	$Fe^{2+}_{3.87}(Ni_{3.01}Co_{0.89})_{3.90}S_8$	-	+	-	+
5	Уранинит	$U_{0.99}O_2$	-	-	-	+
6	Бадделейт	$(Zr_{0.97}Hf_{0.15})_{1.12}O_2$	-	-	-	+
7	Ильменит	$(Fe^{2+}_{0.84}Mg_{0.17})_{1.01}(Ti_{0.64}Mn_{0.13}Al_{0.09})_{1.86}O_3$	-	+	-	+
8	Гейкилит	$Mg_{1.10}(Ti_{0.47}Fe^{3+}_{0.28}Al_{0.12}Mn_{0.02})_{0.89}O_3$	-	-	-	+
9	Магнетит	$(Fe^{2+}_{0.97}Mg_{0.02})_{0.99}(Fe^{3+}_{1.65}Ti_{0.36}Al_{0.08})_{2.09}O_4$	-	+	-	+
10	Шпинель	$Mg_{1.01}(Al_{1.87}Fe^{3+}_{0.10}Ti_{0.01})_{1.98}O_4$	+	+	-	+
11	Перовскит	$(Ca_{0.89}Mg_{0.13})_{1.02}(Ti_{0.88}Al_{0.09}Mn_{0.02})_{0.99}O_3$	-	-	-	+
12	Пиррохлор	$(Ca_{1.53}Na_{0.40})_{1.93}(Nb_{1.87}Zr_{0.12})_{1.99}(O)_6F$	-	-	-	+
13	Цирконолит	$Ca_{1.05}(Zr_{0.95}Hf_{0.04})_{0.99}(Nb_{0.50}Ti_{0.46})_{1.96}O_7$	-	-	-	+
14	Брусит	$Mg(OH)_2$	-	-	-	+
15	Форстерит	$(Mg_{1.99}Fe^{2+}_{0.01})_{2.00}(Si_{1.00}O_{4.00})$	+	+	+	+
16	Клиногумит	$(Mg_{9.01}Fe^{2+}_{0.09})_{9.10}(Si_{0.92}O_4)_4(F_{1.97}(OH)_{0.03})_{2.00}$	+	-	+	+
17	Лизардит	$(Mg_{2.94}Ca_{0.02})_{2.96}(Si_{1.98}Al_{0.05})_{2.03}O_5(OH)_4$	-	+	+	+
18	Флогопит	$K_{0.49}(Mg_{2.74}Fe^{2+}_{0.09})_{2.83}(Al_{0.69}Si_{2.81}O_{10})(OH)_2$	+	+	+	+
19	Глаголевит	$Na_{1.51}(Mg_{5.55}Al_{0.45})_{6.00}(Al_{1.75}Si_{2.14}O_{10})(OH, O)_8$	+	+	+	+
20	Кальцит	$(Ca_{0.97}Mg_{0.03})_{1.00}(CO_3)$	+	+	+	+
21	Магнезит	$(Mg_{0.88}Ca_{0.12})_{1.00}(CO_3)$	-	-	-	+
22	Квинтинит	$(Mg_{3.74}Fe^{2+}_{0.10})_{3.84}Al_{2.10}(OH)_{12}(CO_3)_3 \cdot 3H_2O$	-	-	-	+
23	Апатит (F,OH)	$Ca_{4.88}(P_{1.21}V_{0.25}O_4)_3(F_{1.11})$	-	-	-	+
24	Ярозит	$Na_{0.92}Fe^{3+}_{3.00}(S_{0.98}O_4)_2(OH)_6$	-	-	-	+

Примечания. Методы диагностики: Мак – по морфологии и физическим свойствам в образце, Опт – оптическая микроскопия, РФА – рентгенофазовый анализ, Эм – электронная микроскопия.

Главными породообразующими минералами являются форстерит и кальцит, второстепенными – шпинель, клиногумит, хлорит, остальные занимают меньшую долю.

В целом, минеральная ассоциация контактово-метасоматических пород месторождения Кондер очень схожа с парагенезисом месторождения Кухи-Лал (Юго-Западный Памир, Таджикистан, Средняя Азия). Особенностью изученных пород является то, что в их формировании приняли участие щелочные породы. На это указывают: 1) необычный существенно Na-хлорит (глаголевит), 2) повышенные содержания титана в форме ильменита, гейкилита и перовскита, 3) присутствие в скарна апатита с примесями V и As, 4) наличие минералов U, Ta, Nb. (бадделейт, цирконолит, пиррохлор).

Работа выполнена на оборудовании ресурсных центров СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования» и «Геомодель».

Лаломов А.В., Григорьева А.В., Магазина Л.О.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,  
Москва, Россия, grig@igem.ru

### РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЫ ЛОВОЗЕРСКОГО РОССЫПНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

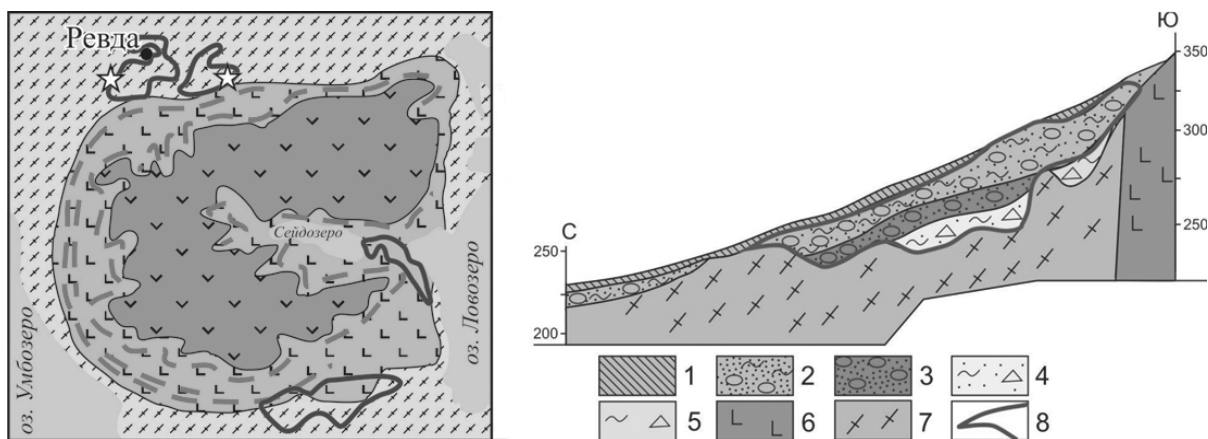
В настоящее время основные перспективы развития минерально-сырьевой базы направлены, как правило, на коренные объекты; тем не менее, россыпные месторождения обладают значимым потенциалом полезных компонентов, что в полной мере относится к ловозерским редкометалльным россыпям и, в первую очередь, к Ревдинской группе россыпей.

В работе представлены результаты изучения вещественного состава двух участков россыпного месторождения, расположенного в северной части Ловозерского массива, оно охватывает почти всю территорию развития шлейфа отложений местных ледников в северных предгорьях Ловозерского месторождения в районе пос. Ревда.



В разрезе россыпь представляет собой полого залегающее тело (уклон 0.08–0.04) мощностью от 2.0 до 34.2 м (рис.1.). Она выполняет корытообразную впадину в рельефе плотика. Южной границей россыпи является склон массива, западной и северной – возвышенности в рельефе кристаллических пород, на востоке она ныряет под чехол покровной морены и ограничена по разведочным данным из-за увеличенной мощности торфов. Верхняя и нижняя границы пласта определяются по данным опробования, при этом нижняя граница часто совпадает с геологическим контактом ледниковых отложений и делювия с обломками щелочных пород с кристаллическими породами, элювием и делювием гнейсового состава. Рельеф плотика ровный с общим уклоном на север.

Для определения минерального состава и определения содержаний и форм нахождения редких и редкоземельных элементов в россыпи были отобраны шлиховые пробы из рыхлых отложений Шомиокского (6 проб) и Сергеваньского (3 пробы) участков россыпи. Места отбора проб обозначены звездочками на рис.1.



**Рис. 1.** Места отбора проб (на схеме слева) и обобщенный разрез рыхлых отложений северного склона и предгорий Ловозерского массива. 1 – морена покровного оледенения  $gQ_{III}^{3-IV^1}$ , 2 – морена горного оледенения с обломками местных щелочных пород,  $gQ_{III}^{1-2}$  3 – флювиогляциальные отложения горного оледенения  $fgQ_{III}^{1-2}$ , 4 – склоновые отложения кайнозоя (неогена ?) с обломками местных щелочных пород (dN (?)), 5 – элювиально-склоновые отложения мезозоя-кайнозоя (?), развитые по породам гранито-гнейсового комплекса (e-d MZ-N (?)), 6 – палеозойские щелочные породы (PZ), 7 – породы гранито-гнейсового архейского комплекса (AR), 8 – россыпь лопарита (Лихачев и др., 1980).

Определено, что минеральная ассоциация россыпи представлена следующими минералами: *главные* – пироксены группы эгирин-авгита (от 22 до 48 об. %), амфиболы гр. роговой обманки и керсутит (от 2.5 до 13 об. %), гранат гр. альмандина (от 7.5 до 21.8 об. %), сфен (от 2.7 до 11.4 об. %), магнетит (от 1.8 до 7.9 об. %), Mn-ильменит (от 2.7 до 9.9 об. %), гр. полевых шпатов, преимущественно плагиоклазы (от 0.17 до 22.4 об. %), кварц (от 0.06 до 13.06 об. %), энigmatит (от 2.7 до 5.5 об. %), апатит (от < 1.0 до 4.9 об. %); *а также* эпидот, циркон, монацит, ксенотим, лопарит, рамзаит, лампрофилит, оливин, кианит, гр. цеолитов, хромшпинелиды, турмалин, биотит, флогопит, слюдистые тонкочешуйчатые агрегаты, хлорит, нефелин, ставролит, Ta-Nb и REE – минеральные фазы, пирит. В рамках проекта методом РСМА были определены составы основных минералов россыпи.

*Лопарит* обнаружен в свободном состоянии в Шемиокском участке россыпи в пробах ЛО-1, ЛО-2 и др. в виде хорошо образованных двойников кристаллов кубического габитуса, причем, размеры зерен достигают 0.8 мм. Цвет кристаллов черный с высоким блеском, по поверхности отмечены присыпки глинистых минералов и слюдистых агрегатов (рис.2).



**Рис.2.** Двойники кубических кристаллов лопарита. Тяжелая фракция проб ЛО-1, ЛО-2, изображение в отраженных электронах.

Редкоземельные минералы и танталониобаты присутствуют в виде микровключений в других минералах, таких как эгирин-авгит, плагиоклазы, энigmatит (рис.3), керсутит, хлориты, слюды. Большое количество микровключений монацита отмечено в хлорите; пироклора в калиевом полевоом шпате и т.д. Как правило, РЗ минеральные фазы насыщают собой калиевые полевые шпаты, в то время как альбит их не содержит.

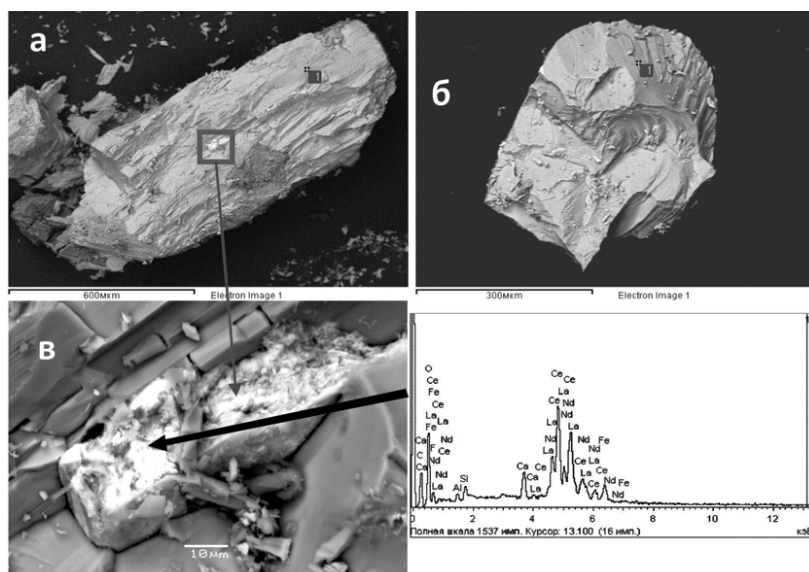


Рис.3. Проба ЛО-2: а, б – обломки зерен энigmatита, в – выделение оксидов РЗЭ в зерне энigmatита. Тяжелая фракция, изображение в отраженных электронах.

*Работа осуществлена при финансовой поддержке гранта РФФИ (проект № 18-5-00113).*

### Литература

Лихачев А.С. и др. Отчет о детальной разведке Шомиокского участка Ревдинского россыпного месторождения лопарита с подсчетом запасов по состоянию на 01.07.1980 г. ПГО Севзапгеология, Мурманская ГРЭ, Апатиты, – 1980. (фондовая).

*Левицкий В.И.<sup>1</sup>, Павлова Л.А.<sup>1</sup>, Левицкий И.В.<sup>1</sup>, Лукашова М.В.<sup>2</sup>  
<sup>1</sup>Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия, vlevit.igc.irk.ru  
<sup>2</sup>Центр ООО TESCAN, Санкт-Петербург, Россия,*

### САМОРОДНЫЕ И ИНТЕРМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ СОЕДИНЕНИЯ В БОБРУСКОМ ВЫСТУПЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА

В Бобруйском погребенном выступе Белорусского кристаллического массива западной части Восточно-Европейского кратона (ВЕК) обнаружены самородные и интерметаллические (Fe, Mn, Ti, Si, Cu, Pb, Sn, Zn, Al, W, Mo, Zr, Cr, Co, Ni, V, Al, Ag,) соединения (Левицкий и др. 2018). Они распространены на площади около 50000 км<sup>2</sup> в керне 8 скважин, пробуренных в разные годы в породах кристаллического фундамента, габбро-долеритовой, риодацит-риолитовой формации Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса, дайках основного и кислого составов, метасоматитах развитых по ним.

По петрогеохимическим параметрам породы всех генетических и возрастных групп не имеют аномальных содержаний петрогенных и редких элементов и без проблем могут быть отнесены к известным типам магматических разностей и геодинамическим обстановкам. Природное происхождение минерализации подтверждается совокупностью минералогических, петрографических, геологических данных.

Исследования состава минералов (порядка 6000 проб) выполнено с использованием микронзондового анализа (JEOL-8200) в ИГХ СО РАН (г. Иркутск) и на электронном микроскопе TESCAN MIRA-3 с энергодисперсионной приставкой и рентгеноструктурной методом EBSD в центре TESCAN (г. Санкт

Петербург). При использовании последнего, были установлены составы породообразующих и аксессуарных минералов и определены: кристаллографическая система, группа Лауэ, пространственная группа, параметры элементарной ячейки и углы. По наличию (отсутствию) линий Кукучи – выяснена принадлежность или к кристаллическим, или аморфным фазам. Идентификация кристаллических соединений проводилась по литературным данным и базам синтетических материалов.

При исследованиях были открыты не известные в природе аморфные моно- и полиэлементные вещества относящиеся к аморфным металлам (металлическим стеклам). С 60 г.г. XX века они синтезируются разными способами и используются в технике. В породах выступа размер их выделений от пылевидных частиц до 1-2 мм. Зерна имеют неправильную или округлую форму, алмазный или металлический блеск, раковистый излом. Среди открытых аморфных фаз, как и в продуктах синтеза – моно- и полиметаллы, иногда с металлоидами фиксированным для каждого соединения соотношением 2–4 ведущих элементов. Пока выявлено доминирование железистых составов (%): Fe = 75–85, Mn = 11–17, Si = 0–0.4, Cr = 1.7–2.5, Ni = 0–0.15, Co = 0–0.14, Nb = 0–2, Fe = 50–55, Cr = 45–50, Fe = 100 и др. Разновидности других природных аморфных веществ представлены единичными фазами содержащими (%): Al = 1.7, Na = 1.9, O = 20, S = 13, Pb = 59, SiO<sub>2</sub> = 86.9, K<sub>2</sub>O = 3.2, ZnO = 9.9. Составы аморфных металлов (стекло), проанализированные на микрозонде характеризуются стабильными соотношениями, содержаниями, соотношениями и кругом элементов, поэтому можно предполагать присутствие в породах выступа еще порядка 800 аморфных фаз.

Среди силикатных породообразующих минералов доминируют пироксены, амфиболы, слюды хлорит, обогащенные Cr, Ba, Sr. Полевые шпаты могут быть аномально обогащены Fe, Cr, Ba. Доминируют обычные минералы – апатит, ксенотим, монацит, рутил, магнетит, гематит, ильменит, титанит и другие. Кроме того, отмечены редкие силикатные (омфациит, энigmatит, ренит, кронстедит, тратнерит, алланит, торит, мн. др.), окисные (бадделейт, вюстит, эсколаит, железистый эсколаит, др.), сульфидные, карбонатные (кальцит, анкерит, CuCO<sub>3</sub>), сульфаты (барит), фториды (флюорит), самородные (Fe, Mo, Zn, Cu), интерметаллические соединения. Подтверждено присутствие порядка 10 редких и новых минералов, среди которых самородный Nb (открыт на Луне), карбиды, нитриды, оксиды обычно в виде отдельных ультрадисперсных выделений, реже - в каемках.

Самородные и интерметаллические фазы встречаются в виде:

1) Отдельных обособлений в минералах и между их зернами: ксеноморфных (муассанит); каплевидных (хромферид, синаит, самородные – Zn, Sn, природные бронза, латунь); полых «шариков» (вюстит, самородное железо до 0.2 мм); таблитчатых (графит): пластинчатых серебристого цвета (самородные Fe, Al, Cr, Zn – размером до 0.3 мм); проволочковидных (самородная Cu – 0.2–10 мм).

2) Рассеянной равномерной и неравномерной (пылевидной) вкрапленности (сыпи) – поли- и мономинеральных аморфных металлов (FeMnCr, FeCr) размером 0.001–0.1 мм с ультрадисперсными самородными Nb, Fe, Zn, Al, карбидами, нитридами в породах кристаллического фундамента габбро-долеритовой, риодацит-риолитовой формаций.

3) В моно- и полиминеральных округлых и линзовидных выделениях – глобулях размером от 0.1 мм до 1–2 см. Они сложены аморфными металлами, кварцем, плагиоклазом, слюдой, сульфидами. Самородные и интерметаллические соединения однозначно Fe, Cr, Nb, Pb, Zn, (и вероятно – Sn, Zr, W, Ag, Al), карбиды, нитриды и другие соединения в виде обычных (0.01–5 мм) и ультрадисперсных фаз (0.5–50 мкм) отмечаются в матрице аморфных металлов (стекло) разного состава.

4) Прожилках (аморфные металлы, плагиоклаз, кварц, биотит) мощностью от 0.5 мм до 1 см содержащих ультрадисперсные выделения самородных и интерметаллических фаз, карбидов и нитридов – изометричные, округлые и таблитчатые выделения.

5) Чешуйчатых полихронных агрегатов (размером до 0.5–10 мм) с микроколлоидным строением, содержащих новообразованные вюстит, гематит, эсколаит с корродированными реликтами самородного Fe, феррохрома, хромферрида. При их замещении появляется эсколаит и минерал ряда Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

6) Реакционных каемок – в центральной части окисел глинозема, вокруг него каемки осборнита (TiN) и самородного Nb в матрице самородного железа

В самородных соединениях, кроме молибдена, отмечено присутствие: в самородном серебре – Fe; алюминии – Fe и Cr; свинце – Cr, Sn; цинке – Pb; олове – Pb; меди – Zn, Sn. В краевых частях проволочковидных выделений меди присутствуют природные бронза и латунь.

Рентгеноструктурными методами подтверждено присутствие: карбидов – железа-марганца, железа-молибдена, хрома, молибдена, ниобия, титана; нитридов титана; окиси глинозема (Al<sub>1.427</sub>Al<sub>3.64</sub>); оксидов гафния (Hf<sub>2</sub>O) и иттербия (Yb<sub>2</sub>O<sub>3</sub>); карбоната редких земель. Рентгеновскими методами идентифицированы самородные Fe, Nb, Pb, Sn, природная бронза (S-eta Cu = 55 %, Sn = 45 %; гексагональная), титанит, клинохлор, кальцит, арагонит, CuCO<sub>3</sub> (моноклинный). Установлено присутствие синоита (Si<sub>2</sub>N<sub>2</sub>O), китита (ультравысоко барической политипной модификации кварца), клаусталита (PbSe), осборнита (TiN). Муассанит представлен 6H (гексагональной) и 18H (тригональной) политипными модификациями, соединением Si<sub>3</sub>C<sub>3</sub> (кубической). В нем присутствует кубический силицид железа (Fe = 25 %, Si = 75 %), синоит (Si<sub>2</sub>N<sub>2</sub>O), устойчивый при гипервысоких давлениях (28–54 ГПа). Гематит отмечен в сростках кристаллической и аморфной фаз. В матрице самородного железа Fe (феррит) отмечены ультрадисперсные выделения карбида молибдена Mo<sub>2</sub>C. Магнетиты представлены кубической, а также тригональной и орторомбической модификациями.

Полученные данные указывают на полигенный и полихронный характер минерализации с самородными, интерметаллическими соединениями, аморфными металлами обусловленный наложенными преобразованиями разновозрастных пород ВЕП под воздействием глубинного мантийного источника. Это подтверждается развитием однотипных по составу и морфологии (рассеянная вкрапленность, округлые включения – глобулы, прожилки) выделений самородных и интерметаллических фаз, аморфных металлов, карбидов, нитридов и прочих соединений в фундаменте (граносиенит ахжитковичского комплекса), осницко-микашевичском плутоническом поясе (габбро-долеритовой и риолит-риодацитовой формаций), поздних дайках, метасоматитах по ним. Определяющий фактор ее появления – импактное воздействие на мантию с частичным разрушением, мгновенной кристаллизацией кристаллических и аморфных соединений, возникновением флюидных (газовых) углеродно-водородных потоков, их перемещением с реликтами мантийного и метеоритного материала в верхние структурные этажи, с «осаждением» в новообразованиях в широком интервале Р-Т параметров.

В технике синтез аморфных металлов (стекол) также осуществляется путем мгновенной кристаллизации (>3000 °/сек), достигаемой разными методами. Появление аморфных фаз отражает «спонтанный» переход при импактном событии мантийного вещества глубинных зон в твердое состояние при температурах в интервале 1855–3695°C, близких к кристаллизации самородных Nb, W, Zr, Mo, карбидов и нитридов Ti, Fe, Mo, Nb, Mn. Минералообразование характеризуется участием флюидной фазы с сохранением, ввиду краткосрочности события, метеоритного и мантийного вещества в интервале Р–Т параметров от ультравысокотемпературных и ультравысокобарических до низкотемпературных и низкобарических. Это проявляется в развитии микроколломорфных текстур, сохранением в новообразованиях реликтов ранних фаз. Такие взаимоотношения известны в метеоритах, но не встречены в природе. На проявление именно этого механизма указывают региональные масштабы распространения уникальной самородной и интерметаллической минерализации, по крайней мере, в трех комплексах ВЕК. Это еще и одинаковый круг в них редчайших соединений с близкой последовательностью образования при резкой смене Р-Т условий, присутствие реликтов высокотемпературных и высокобарических минералов и аморфных стекол в реликтах новообразованных низкотемпературных и низкобарических парагенезисов.

Полученные данные по самородным и интерметаллическим соединениям, карбидам, нитридам, а также аморфным металлам (стеклам) Бобруйского выступа ВЕП являются принципиально новыми. Они имеют огромное значение для установления состава и природы глубинных зон, вещества мантии, малодоступного для прямых геологических исследований, познания мантийных флюидов и связанных с ними явлений, понимания закономерностей взаимодействия корового и мантийного вещества метеоритами, достоверном фиксировании крупнейших катастрофических событий в истории Земли.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 18-05-00351-а)*

#### Литература

Левцкий В.И. и др. Генетическая природа минерализации с самородными и интерметаллическими соединениями с Бобруйской кольцевой структуре (Республика Беларусь) // ДАН. Т. 481, № 2. 2018. С. 174–178.

---

---

*Лисковая Л.В., Спецус З.В., Иванов А.С., Богуш И.Н.*

*Научно-исследовательское геологическое предприятие АК «АЛРОСА», Мирный, Россия,  
LiskovayaLV@alrosa.ru*

#### **КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНАТА И ПИРОКСЕНА ИЗ АЛМАЗОСОДЕРЖАЩИХ КСЕНОЛИТОВ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ УДАЧНАЯ, ЯКУТИЯ**

Трубка Удачная – это промышленное месторождение Якутии с высоким качеством алмазного сырья. Ксенолиты мантийных пород широко распространены в кимберлитах этой трубки, но только редкие образцы содержат алмазы. Особенности расположения алмазов в ксенолитах трубки Удачная, наличие алмазов с различной степенью агрегации азота и ряд других фактов свидетельствуют в пользу их более позднего образования по сравнению с минералами ксенолитов, в процессе метасоматоза из флюида или флюид-расплава (Шацкий др., 2005; Spetsiusetal., 2012; Спецус и др. 2017). Также ярким проявлением метасоматоза являются вариации химического состава зерен гранатов и клинопироксенов, расположенных в различных участках ксенолита, которые могут быть зональны. Целью работы являлось выявление признаков метасоматической проработки минералов алмазосодержащих ксенолитов мантийных пород из кимберлитов Якутии на примере ксенолитов трубки Удачная.

Ксенолиты эклогитов с визуально видимыми кристаллами алмаза были отобраны из текущей добычи кимберлитов на промышленной фабрике. Ксенолиты представлены крупнозернистыми породами, состоящими преимущественно из граната и клинопироксена. Из них путём дробления породы были извлечены алмазы и минералы. Изучался видовой состав пироксена и пирропа с уточнением структуры последнего. Фото изученных пирропа и пироксена приведено на рисунке 1. Исследования выполнены с использованием дифрактометра ARLX`TRA Thermo Scientific (Швейцария) и рентгеновского микроанализатора Superprobe JXA-8800R. Уточнение структуры пирропа выполнено методом

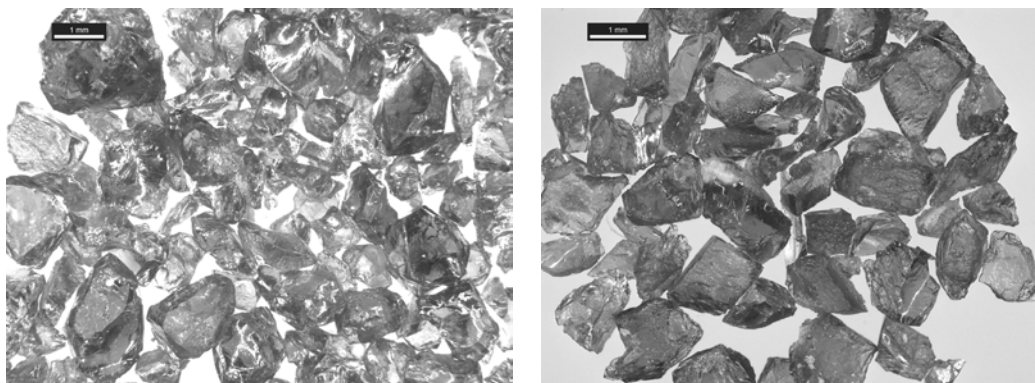


Рис. 1. Пирропы (а) и пироксены (б) из ксенолитов мантийных пород (образец Ж-11, трубка Удачная)

полнопрофильного анализа с помощью пакета программ FullProf (EdPCR, v. 2.00). Идентификация вида пироксена выполнена с использованием базы данных PDF-4.

На диаграммах, построенных по Соболеву (1971) все гранаты в соответствии с содержаниями CaO и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> находятся в области эклогитового парагенезиса (рис. 2).

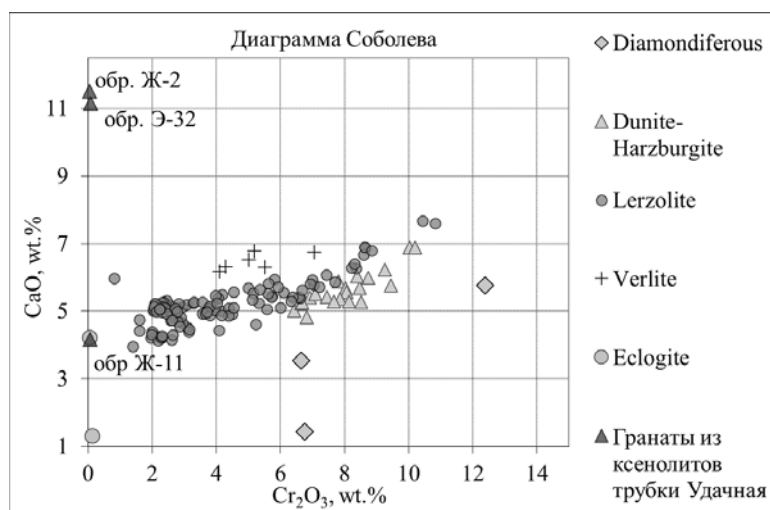


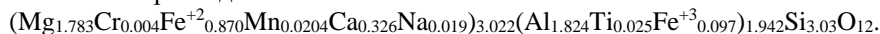
Рис. 2. Содержание CaO и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> пирропов из ксенолитов мантийных пород трубки Удачная

В результате уточнения структуры пирропов, выявлен их двухфазный состав, представленный, преимущественно, пирропом сложного состава, ассоциирующего с Ca-пирропом.

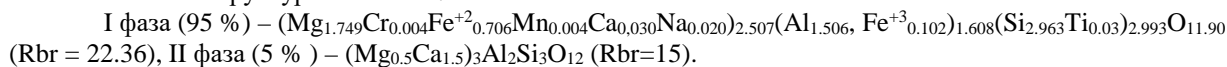
Ниже приводятся кристаллохимические формулы и результаты уточнения структуры пирропов.

#### Пирроп из образца ксенолита Ж-11

Микрозондовый анализ:



Рентгеноструктурный анализ:



#### Пирроп из образца ксенолита Э-32

Микрозондовый анализ:  $(Mg_{1.365}Cr_{0.004}Fe^{+2}_{0.702}Mn_{0.015}Ca_{0.881}Na_{0.031})_{2.992}(Al_{1.854}Ti_{0.0284},$



Рентгеноструктурный анализ:

I фаза (96 %) –  $(Mg_{1.365}Cr_{0.004}Fe^{+2}_{0.75}Mn_{0.015}Ca_{0.78}Na_{0.033})_{2.933}(Al_{1.33}Fe^{+3}_{0.11})_{1.44}(Si_{2.67}Ti_{0.07})_{2.74}O_{12.06}$ ; (Rbr = 17.95); II фаза (4 %) –  $(Mg_{2.00}Ca_{1.00})_{3.00}Al_2Si_3O_{12.00}$  (Rbr = 16.25).

*Пироп из образца ксенолита Ж-2*

Микрозондовый анализ:  $(Mg_{1.171}Cr_{0.0024}Fe^{+2}_{0.866}Mn_{0.020}Ca_{0.922}Na_{0.019})_{3.000}(Al_{1.82}Ti_{0.0148}Fe^{+3}_{0.158})_{1.992}Si_{2.997}O_{12}$ .

Данные рентгеноструктурного анализа:

I фаза (88 %) –  $(Mg_{0.97}Cr_{0.0027}Fe^{+2}_{0.96}Ca_{0.42}Na_{0.022})_{2.399}(Al_{1.27}Fe^{+3}_{0.107})_{1.337}(Si_{2.62}Ti_{0.022})_{2.64}O_{10.28}$  (Rbr=13.95);

II фаза (12 %) –  $(Mg_{0.3}Ca_{2.05}Mn_{0.4})_{2.75}(Al_{1.27}Fe^{+3}_{0.107})_{1.828}Si_{3.00}O_{12}$  (Rbr = 16.89).

Пироксены из ксенолитов представлены смесью разновидностей (табл.). Преобладает пироксен, омфацитового состава, характерный для эклогитов. Он ассоциирует с другой разновидностью клинопироксенов, обедненных содержанием Na<sub>2</sub>O, характерных для продуктов частичного плавления (spongytexture). Кроме того, отмечается тенденция к возрастанию количества замещающего пироксена с увеличением содержания Са- пироба в гранате.

**Таблица. Видовой состав пироксенов и пиропов из ксенолитов мантийных пород трубки Удачная**

№№ п.п	Образец ксенолита	Условное содержание, %						Примечание (данные по уточнению структуры пироба)
		Пироксен (Ca <sub>0.55</sub> , Na <sub>0.30</sub> , Fe <sub>0.07</sub> , Mg <sub>0.06</sub> ) (Mg <sub>0.59</sub> , Fe <sub>0.08</sub> , Ti <sub>0.01</sub> , Al) Si <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Пироксен (Mg <sub>0.944</sub> , Fe <sub>0.056</sub> ) Ca <sub>0.844</sub> , Na <sub>0.14</sub> , Fe <sub>0.014</sub> Si <sub>1.86</sub> Al <sub>0.14</sub> O <sub>6</sub>	Слюда	Моноклинные амфиболы	Кварц	Калиевые полевые шпаты, энстатит, киданит	
1	Э-32	94	6	-	-	сл.	2	96% пироп+4% Са,-пироп
2	Ж-11	80	9	-	-	11	2	95% пироп+5% Са-пироп
3	Ж-2	41	39	4	4	8	2	88% пироп+12% Са-пироп

Таким образом, полученные данные свидетельствуют о развитии метасоматоза в алмазосодержащих ксенолитах мантийных пород трубки Удачная, проявленного в двухфазном составе породообразующих пироксена и пироба. Несомненно, образование Са-пироба и Mg-Fe замещенного пироксена, является свидетельством перекристаллизации этих минералов в процессе мантийного метасоматоза. При этом наблюдается изменение не только химического состава первичных минералов, но и их видового состава. Базируясь на полученных результатах, предполагается рост поздних генераций алмазов в ксенолитах эклогитов под воздействием метасоматизирующих мантийных флюидов, содержащих в своем составе углерод в той или иной форме. Полученные данные позволили уточнить условия образования алмазов и эволюцию минералов этого сегмента литосферы.

### Литература

- Соболев Н.В. О минералогических критериях алмазности // Геология и геофизика. 1971. № 3.  
 Спецус З.В., Богуш И.Н., Кедрова Т.В. Томография ксенолита пироксенита и особенности алмазов (трубка Удачная, Якутия). Материалы Юбилейного съезда Российского минералогического общества "200 лет РМО". СПб. 2017. Том 1. С. 316–318.  
 Шацкий В.С., Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л. Свидетельства метасоматического образования алмазов в ксенолите эклогита из кимберлитовой трубки Удачная (Якутия) // ДАН. 2005. Том 402. №2. С. 239–242.  
 Spetsius Z.V., Kovalchuck O.E., Bogush I.N. Properties of diamonds in xenoliths from kimberlites of Yakutia: implication to their origin and exploration // Ext. Abstr. 10<sup>th</sup> Int. Kimb. Conf. 2012. Bangalore, India. 10IKC–51.

## ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПРИРОДНЫХ ВОДНЫХ ОРТОФОСФАТОВ МАГНИЯ – БОБЬЕРИТА И КОВДОРСКИТА

Бобьерит  $Mg_3[PO_4]_2 \cdot 8H_2O$  – минерал из группы вивианита, образуется в ассоциации с коллинситом, ковдорскитом и другими редкими фосфатами на стенках пустот в доломитовых карбонатах среди апатитовых руд и фоскоритов как продукт изменения фосфоритов и минералов группы апатита.

Ковдорскит  $Mg_2[PO_4](OH) \cdot 3H_2O$  – редко встречающийся в природе минерал, впервые обнаруженный в 1969 году в доломитовых карбонатах Ковдорского железорудного месторождения (Кольский полуостров) в полостях гнезд с доломитом, магнетитом, гидротальцитом, манассеитом, пиритом, бобьеритом. Ковдорскит в отличие от бобьерита содержит не только кристаллизационную, но и конституционную воду (ОН-группы).

Образование ковдорскита и бобьерита связано с поздней гидротермальной переработкой доломитовых карбонатов и апатит-магнетитовых фоскоритов при температуре, вероятно, не выше 300°C (Пономарева, Краснова, 1990). Также имеется достаточное количество доказательств существования фосфатных минералов на Марсе, в частности в марсианских метеоритах была установлена ассоциация фосфатов магния и кальция (Dyar et al., 2014).

Изучены образцы бобьерита и ковдорскита из Ковдорского карбонатитового массива (Кольский полуостров, Россия) из научного фонда Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН.

Химические формулы рассчитаны по данным электронно-зондового микроанализа («Camebax-microbeam», Франция) на 3 катиона для ковдорскита и 5 катионов для бобьерита и имеют вид:  $Mg_{1.97}Mn_{0.01}[PO_4]_{1.02}(OH)_{0.90} \cdot 2.96H_2O$  и  $Mg_{2.97}Fe_{0.02}Mn_{0.01}[PO_4]_{2.00} \cdot 8.20 H_2O$  соответственно. Полученные формулы близки к теоретическим:  $Mg_2(PO_4)(OH) \cdot 3H_2O$  (ковдорскит) и  $Mg_3[PO_4]_2 \cdot 8H_2O$  (бобьерит).

Рентгенографическая диагностика (дифрактометр «STOE-STADI MP», Германия) показала согласование с базой данных RRUFF для бобьерита и ковдорскита из Ковдорского массива.

Спектры комбинационного рассеяния (Рамановский микроскоп «EnSpector R532», Россия) и инфракрасного поглощения (Фурье-спектрометр «ФСМ-1201», Россия) изученных минералов соответствуют спектрам из базы данных RRUFF и из работ (Morrison et al., 2012; Frost et al., 2013, Chukanov, 2014) для этих минералов.

При исследовании термического поведения минералов (термовесы «NETZSCH TG 209 F1» и дифференциальный сканирующий калориметр «NETZSCH DSC 204 F1», Германия) были определены температурные интервалы поэтапного удаления воды и измерены энтальпии дегидратации бобьерита и ковдорскита и дегидроксилизации ковдорскита.

Определение энтальпий образования минералов было выполнено на высокотемпературном теплопроводящем микрокалориметре Тиана-Кальве («Сетарам», Франция) методом высокотемпературной расплавной калориметрии растворения. На основании полученных данных были рассчитаны значения стандартных энтальпий образования из элементов  $\Delta_f H_{298}^0$  (298.15 K) водных фосфатов магния: бобьерита ( $- 6167 \pm 16$  кДж/моль) и ковдорскита ( $- 3251 \pm 10$  кДж/моль). Оценены величины их стандартных энтропий и энергий Гиббса образования.

Полученные термодинамические параметры ковдорскита и бобьерита могут быть рекомендованы для использования при моделировании процессов минералообразования как в земных условиях, так и в условиях марсианской литосферы.

### Литература

Пономарева Е.В., Краснова Н.И. Новые данные о ковдорските –  $Mg_2(PO_4)(OH) \cdot 3H_2O$  // ЗВМО. № 6. 1990. С. 92-100.

Chukanov N.V. Infrared Spectra of Mineral Species: Extended Library. Springer-Verlag GmbH, Dordrecht–Heidelberg–New York–London. 2014. 1703 p.

Dyar M.D., Jawin E.R., Breves E., Marchand G., Nelms M., Lane M.D., Mertzman S. A., Bish D.L., Bishop J.L. Mössbauer parameters of iron in phosphate minerals: Implications for interpretation of martian data // American Mineralogist. V. 99. 2014. P. 914-942.

Frost R.L., López A., Xi Y., Granja A., Scholz R., Lima R.M.F. Vibrational spectroscopy of the phosphate mineral kovdorskite –  $Mg_2(PO_4)(OH) \cdot 3H_2O$  // Spectrochimica Acta. Part A. V. 114. 2013. P. 309-315.

Morrison S.M., Downs R.T., Yang H. Redetermination of kovdorskite,  $Mg_2(PO_4)(OH) \cdot 3H_2O$  // Acta Crystallographica. Sect. E. V. 68. 2012. P. i12–i13.

## ТУРМАЛИН ИЗ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ КОЛМОЗЕРО-ВОРОНЯ (КОЛЬСКИЙ П-ОВ, РОССИЯ)

Настоящее сообщение посвящено результатам изучения турмалина из редкометальных пегматитов Колмозеро-Воронья (Кольский п-ов, Россия).

Турмалин в пегматитах представлен тремя морфологическими разновидностями. Турмалин I – зеленовато-чёрные кристаллы, наблюдаются в кварц-полевошпатовом пегматите в приконтактной зоне жилы. Турмалин II – ярко-розовые кристаллы из центральной части жилы, приуроченные к кварцевым гнёздам. Турмалин III – зёрна розового цвета, образующие совместно с кварцем мелкозернистый агрегат вокруг кристаллов турмалина I. (см. рис.).

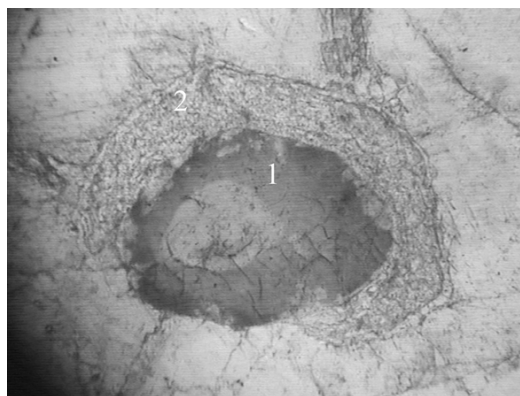


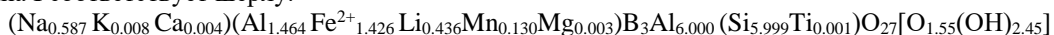
Рис. Кристалл шерла (1) и агрегат зёрен кварца, окаймляющий его (2), размер кристалла 0.5 см.

**Методы исследования.** Изучение различных морфологических разновидностей турмалина, а также агрегатов, окаймляющих кристаллы шерла, проведено с помощью поляризационного микроскопа Leica DM4500 P, снабженного цифровой камерой Leica DFC 495. Химический состав минералов определен на растровом оптическом микроскопе-микроанализаторе SEM-501 в ресурсном центре «Геомодель».

Исследования состава включений проводились на рамановском спектрометре Horiba LabRam HR800 при 50-кратном увеличении объектива. Регистрация спектров комбинационного рассеяния выполнена в спектральном диапазоне 4000–100 см<sup>-1</sup>. Источником возбуждения служил аргоновый лазер 514.5 нм с мощностью 1–50 мВт. Калибровка прибора осуществлялась по Si-эталону (520.7 см<sup>-1</sup>). Использовалась дифракционная решетка 1800 ш/мм, диаметр конфокального отверстия 300 мкм. Время накопления данных от 2 до 10 сек. с количеством повторов от 2 до 15.

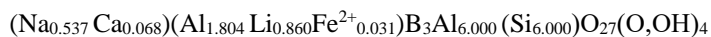
Кроме того, детальные исследования турмалина и микроанализ присутствующих в нём включений проводилось на электронном микроскопе Hitachi TM 3000 и Quanta 3D в РЦ Микроскопии и микроанализа.

**Результаты исследований.** Турмалин I представлен кристаллами, центральные части которых окрашены в темно-зелёный до чёрного цвета, периферические участки их имеют голубовато-зелёную окраску. По составу кристаллы турмалина I также неоднородны: от центра кристаллов к внешним зонам увеличивается содержание марганца (мас % MnO): от 1.04–1.4 до 2.2–3.0 соответственно. Расчёт формул турмалина произведён по известным методам (Борнеман-Старынкевич, 1964; Соколов, 1985.) Состав турмалина I соответствует шерлу:



По результатам анализа редких элементов в турмалине I центральные зоны его кристаллов значительно обогащены практически всеми элементами за исключением Ta, концентрация которого практически не варьирует и не превышает ~ 8 г/т. Содержание Ni, Co и Ga в центральной части кристалла значительно ниже, чем в периферической, и составляет 116, 27, 61 г/т соответственно, тогда как в краевой части кристалла – 1150, 851 и 218 г/т соответственно.

Турмалин II представлен кристаллами, приуроченными к скоплениям кварца. По составу он соответствует эльбаиту:



В качестве минеральных включений в турмалине I присутствует магнетит. В турмалине II установлены следующие включения: поллуцит, касситерит, сподумен, амблигонит, апатит, танталит, лепидолит. В кварце, находящемся в тесной ассоциации с турмалином II, установлены многочисленные игольчатые включения сподумена, образующие сагенитовую решётку.



Турмалин III, образующий совместно с кварцем агрегат, который окаймляет кристаллы шерла, по составу также является эльбаитом. Микрозондовые исследования позволили установить в этом агрегате многочисленные зёрна касситерита, танталита, поллуцита, лепидолита, апатита.

Проведенные исследования позволяют отнести турмалин I к наиболее ранней, первой генерации минерала. Морфологическая разновидность турмалина III, представленная в кварц-турмалиновом агрегате, окаймляющем кристаллы шерла, по-видимому, относится ко второй генерации минерала. Турмалин II ассоциирующий с кварцем и содержащий включения минералов, аналогичные установленным в кварц-турмалиновом агрегате, является наиболее поздней генерацией турмалина в изученных редкометаллических пегматитах.

## Литература

- Борнеман-Старынкевич И.Д.* Руководство по расчёту формул минералов. М.: Наука. 1964. 224 с.  
*Гордиенко В.В.* Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов. Л. Недра. 1970. 237 с.  
*Гордиенко В. В.* Принципы расчета компонентного состава минералов по данным частных химических определений //ЗВМО. 1972. Вып. 5. С. 268–275.  
*Соколов П.Б.* Расчет кристаллохимических формул минералов по неполным микрозондовым данным (на примере группы турмалина) // ЗВМО. 1985. Вып. 4. С. 496–502

---

---

*Мусаев А.М.<sup>1</sup>, Джуманиязов Д.И.<sup>1</sup>, Нематуллаев С.Ю.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>Институт Геологии и геофизики, Ташкент, Узбекистан, denisbey@list.ru

<sup>2</sup>ГУП «Самаркандгеология», Самарканд, Узбекистан

## МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЧЕРТА КОШРАБАТСКОГО ИНТРУЗИВА (ЧАРМИТАНСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ)

Закономерность распределения рудообразующих минералов на глубине и флангах месторождения могут быть установлены только при максимально объективной расшифровке динамики формирования рудоносных зон во времени и пространстве. Такой расшифровки нельзя добиться без изучения последовательности преобразования горных пород во времени образующих различные метасоматические формации. Такие формации околорудных изменений являются исторической летописью формирования рудообразующих систем, записанных в камне.

Кошрабадский интрузив, внедряясь в регионально метаморфизованные песчано-сланцевые отложения накрутской, караташской, джазбулакской и наукатской свит нижнего силура, произвел на породы этих свит сильное контактное воздействие, заключающееся в проявлении процесса ассимиляции, контаминации, магматического замещения-гранитизации. Тектоническая обстановка внедрения интрузива в узле пересечения Караулхана-Чармитанской древней зоны смятия с меридиональным разломом вдоль восточного контакта Кошрабатского интрузива имела важное значение в интенсивном проявлении постмагматических процессов, приведших к проявлению формаций кварц-полевошпатовых (альбитизация, калишпатизация), березит-лиственитовых, гумбеитовых, эйсититовых и аргиллизитовых метасоматитов.

Кошрабадский интрузив сформировался в более глубинных фациальных условиях, оцениваемых значением более 5км. В такой обстановке естественно период остывания его был достаточно продолжительным и магматические процессы ассимиляции, контаминации и гравитационной дифференциации происходили интенсивно продвинутом в направлении виде завершения. В таких условиях габбро-диабазовые силлообразные субвулканические породы из состава джазбулакской свиты и нижележащих караташских и накрутских свит возможно более шире распространенные оказывали базифицирующее воздействие на магмы нормальной щелочности из которых сформировался Нурагинский батолит, давший отщепления в виде всех других интрузивных массивов (за исключением Кошрабадского интрузива), сложенных довольно кислыми гранитоидами гранодиорит-гранит-аляскитового гомодромного ряда.

Указав на характерные черты габбро-сиенитового интрузивного комплекса – неустойчивость состава и структурно-текстурных особенностей с проявлением фельдшпатизации, эгирнизации и амфиболитизации З.А.Юдалевич с соавторами (1991) считают сиениты и кварцевые сиениты Кошрабадского интрузива метасоматическими образованиями, возникающими за счет переработки щелочными растворами какого-то «близко расположенного субстрата». По его мнению габбро-сиенитовая ассоциация Кошрабадского интрузива является результатом прогрессирующего щелочного метасоматоза. Повышенная щелочность,

широкое развитие крупных оводов К-Na-шпата, в граносиенитах и сиенитах позволил автору, отмеченные породы отождествлять с гранитами-рапакиви.

Соглашаясь с таким механизмом образования граносиенитов и сиенитов Кошрабатского интрузива, мы хотим отметить, что «близко расположенным базитовым субстратом» являлись субвулканические тела габбро-диабазов, имеющих среди песчано-сланцевых отложений джазбулакской свиты. Если поддержать взгляд З.А.Юдалевича (Юдалевич и др., 1973, 1991; Юдалевич, Изох, 1975), что базитовый субстрат подвергался метасоматической переработке «щелочными» растворами необходимо будет объяснить происхождение самих щелочных растворов, источники которых остались не известными.

Так как химические потенциалы щелочей зависят от их основности  $\mu_{K_2O}$  возрастает сильнее, чем  $\mu_{Na_2O}$  в связи с тем, что  $K_2O$  является более сильным основанием по сравнению с  $Na_2O$ . Такие условия являются благоприятными для развития калиевого метасоматоза в виде калишпатового порфиробластеза с образованием крупных кристаллов КПШ в виде порфировых выделений. Достаточно глубинные условия, значительная продолжительность остывания и кристаллизации внедрившейся магматической массы способствует интенсивному проявлению порфиробластовой структуры в крупнозернистом матриксе. Рост порфиробластов калиевого полевого шпата до значительных размеров (6-8см), их скорлуповатое овоидное строение указывает на постепенное укрупнение овоидов за счет слияния мелких выделений кристаллов КПШ, обладающих большими силами поверхностного натяжения в связи с их большой удельной поверхностью. Такие мелкие кристаллы всегда стремятся срастаться с соседними кристаллами аналогичного состава, чтобы занять более устойчивое положение в структуре растущего кристалла. Образование овоидов за счет роста примокристаллов служивших центром кристаллизации продолжается по-видимому до определенной степени насыщения флюидами кристаллизующегося расплава, когда значение газового переноса мицел к растущему кристаллу уступает место более уплотненным пневмато-гидротермальным растворам, в которых миграция мицел к растущему кристаллу подчиняется законам симметрии и наступает адкумулятивный механизм кристаллизации магматического расплава с относительно равномерно-зернистой структурой сохраняющей в своем составе порфировые выделения более ранних генераций.

В случае сокращения количества порфиробластовых выделений КПШ состав граносиенитов становится менее щелочным и местами постепенно переходящим в гранодиориты, иногда и в граниты нормальной щелочности. Такое мозаичное распределение пород повышенной щелочности возникших за счет калиевого метасоматоза свидетельствует об их образовании за счет гранитоидов нормальной щелочности характерных для других интрузивных массивов Северо-Нуратинского хребта, не столь интенсивно проявленными зонами золото-вольфрамовой и редкоземельной минерализации. Такова металлогеническая черта Чармитанского рудного поля размещенного в пределах Кошрабатского интрузива. С породами повышенной щелочности и в окрестностях этого интрузивного массива с породами испытанными контактовый метаморфизм с пироксеновыми, амфиболовыми, биотитовыми, лиственитовыми и хлоритовыми фациями. Все акцессорные минералы исходных пород являющиеся носителями редкометалльной (Nb, Ta, Sn, W, Mo), радиоактивной (U, Th, Sr, K) и редкоземельной (все лантоноиды) минерализации в условиях постмагматического регрессивного метаморфизма становятся не устойчивыми. При постепенном увеличении фугитивности  $CO_2$ , F, Cl и др. они образуют с ними устойчивые минеральные соединения, являющимися минералами концентраторами перечисленных выше элементов, некоторые из которых селективно накапливаются в определенных типах новообразованных минералов. Например, кальциты и другие карбонаты кислотных метасоматитов в Чармитанском рудном поле селективно концентрируют иттербий до 5 раз превышающем его кларк количествах. Приуроченность основной массы перекристаллизованных в новые минеральные соединения акцессорных минералов к внутренним фациям березитов, лиственитов и аргиллизитов, контролирующих золото-вольфрам-редкоземельное оруденение на Чармитанском месторождении является надежным поисковым признаком, указывающим на рудоносные участки месторождения. Так как пространственные совмещения метасоматитов указанных формаций по всей длине контролирующие разведанные рудные тела 15 и 26 можно ожидать промышленные концентрации золото-сульфидной и золото-полесульфидной рудных формаций по всей площади распространения указанных рудных тел.

Подтверждена связь золото-вольфрамовой минерализации с более высокотемпературной стадией кварц-полевошпатового метасоматоза. Локализация золото-сульфидного оруденения в них происходит во внутренних их фациях, переходящих в кварцевые жилы (Исамухамедов, 1955; Омельяненко, 1959; Хамрабаев, 1972).

Парагенетическая ассоциация в повышенных концентрациях редкоземельной минерализации с поздней стадией березит-лиственитовой формации объясняется механизмом понижения растворимости редких земель и золота в растворах, из которых осаждаются кварцевые жилы.

Оценен предположительный уровень продуктивного средне-рудного горизонта золото-сульфидного оруденения в пределах 450–500 м глубины от земной поверхности. В этом горизонте проходит смена березитизированных граносиенитов и ороговикованных песчано-сланцевых отложений нижнего силура снизу вверх лиственитизированными породами. Эти формации отличаются друг от друга лишь строением кварц-серицитовой-березитовой и кварц-хлоритовой лиственитовой внутренними фациями.

В целом, преимущественное распространение березитов по граносиенитам и гранитам, а лиственитов по ороговикованной песчано-сланцевой толще джазбулакской, в низах возможно караташской свит представляет отчетливую закономерность.

Вертикальный размах оруденения на месторождении Чармитан превышает судя по распространенности глинистых минералов аргиллизитовой формации разведанную глубину 700–750 метров и может достичь 1000 и более метров.

### Литература

- Исамухамедов И.М. Петрология Нуратинского батолита // изд. АН УзССР. Ташкент, 1955. 471 с.
- Омельяненко Б.И. Возможные пути формирования щелочных магм в геосинклинальных областях // Изв. АН СССР, сер. Геол., 1959. № 12.
- Хамрабаев И.Х. О новых типах вольфрамовых руд в Западном Узбекистане. // «Узб. геол. ж.». 1972. № 4. 3–7 с.
- Юдалевич З.А., Ганзеев А.А., Диваев Ф.К., Ронкин Ю.Л. Особенности внутреннего строения, возраст и оруденение Кошрабадского интрузива (Южный Тянь-Шань) // Строение и динамика литосферы Тянь-Шаня. САИГИМС. Ташкент. 1991. 33–61 с.
- Юдалевич З.А., Изох Э.П. Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана. // Новосибирск: Наука, 1975. 47–76 с.
- Юдалевич З.А., Сандомирский Г. Г., Лященко Г.К. Кошрабадский массив – пример формации рапакиви в Южном Тянь-Шане // Докл. АН СССР. 1973. № 2. 452–455 с.

---

**Огородова Л.П.<sup>1</sup>, Гриценко Ю.Д.<sup>1,2</sup>, Вигасина М.Ф.<sup>1</sup>, Мельчакова Л.В.<sup>1</sup>**  
<sup>1</sup>Московский государственный университет, Москва, Россия, logor@geol.msu.ru,  
<sup>2</sup>Минералогический Музей им.А.Е. Ферсмана, Москва, Россия

### ТЕРМОХИМИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПРИРОДНОГО ОКСО-АМФИБОЛА – КЕРСУТИТА

Керсутит является сравнительно редким кальциевым оксо-амфиболом с высоким содержанием титана (от 0.5 до одного атома на формулу). Для керсутита характерны изоморфные замещения  $Fe^{3+} + OH \rightarrow Ti^{4+} + O^{2-}$  и  $Mg^{2+} \rightarrow Fe^{2+}$ ,  $Al^{3+} \rightarrow Fe^{3+}$ , с образованием крайних членов изоморфных серий: собственно керсутит  $NaCa_2Mg_3TiAl[Si_6Al_2O_{22}]O_2$ , ферро-керсутит  $NaCa_2Fe^{2+}_3TiAl[Si_6Al_2O_{22}]O_2$ , ферри-керсутит  $NaCa_2Mg_3TiFe^{3+}[Si_6Al_2O_{22}]O_2$ , и ферро-ферри-керсутит  $NaCa_2Fe^{2+}_3TiFe^{3+}[Si_6Al_2O_{22}]O_2$ . Керсутит обнаружен в виде порфировых вкрапленников в трахибазальтах, трахиандезитах, щелочных реолитах и более кислых породах, является важным породообразующим минералом во многих месторождениях ильменит-гематитовых руд (Severov et al., 2016). Встречается керсутит и в породах глубинного происхождения, где развивается по титан-авгиту или образует вокруг него оторочки. Керсутит, кроме псевдоморфоз по пироксену, образует и самостоятельные зерна, обычно небольшие, неправильной формы, и в более редких случаях – правильные удлинённые кристаллы. Наличие вкрапленников керсутита в щелочных базальтах имеет важное генетическое значение, т.к. он, вероятно, образовался в результате глубинного метасоматоза в верхней мантии (Colville, Novak, 1991). Определение его термодинамических параметров имеет большое значение для моделирования процессов, проходящих в верхней мантии Земли.

Был изучен керсутит из щелочных базальтов Монголии, представленный крупными (до 7 мм) призматическими кристаллами и сростками черного цвета с ярким стекляннным блеском.

По данным химического анализа, выполненного в лаборатории Минералогического музея имени А.Е. Ферсмана РАН на электронно-зондовом микроанализаторе «Camebax-microbeam» (Франция), рассчитана химическая формула:  $Na_{0.4}K_{0.3}(Ca_{1.6}Na_{0.4})(Mg_{2.9}Fe^{2+}_{0.8}Al_{0.7}Ti_{0.6}Fe^{3+}_{0.5})[Si_{6.1}Al_{1.9}O_{22}](OH)_{0.2}O_{1.8}$ . По составу в соответствии с современной номенклатурой амфиболов IMA (Hawthorne et al., 2012) изученный образец близок как к керсутиту  $NaCa_2(Mg_3TiAl)[Si_6Al_2O_{22}]O_2$ , так и к феррикерсутиту  $NaCa_2Mg_3TiFe^{3+}[Si_6Al_2O_{22}]O_2$ .

Спектры ИК-поглощения (Фурье-спектрометре «ФСМ-1201», ЛОМО, Россия) и комбинационного рассеяния (Рамановский микроскоп «EnSpector R532», Россия) аналогичны спектрам керсутитов близкого состава из различных месторождений Чешской Республики, Германии, Саудовской Аравии, Японии.

Термическое поведение исследуемого образца, изученное на дериватографе «Q-1500 D» (Венгрия), соответствует поведению минералов группы амфиболов. Зафиксированный эндотермический эффект в интервале 1120–1240°C ( $t_{max} = 1190^\circ C$ ) связан с дегидроксилизацией и разрушением структуры минерала (потеря массы составляет 0.2 %).

Термохимическое исследование керсутита проведено на высокотемпературном теплопроводящем микрокалориметре Тиана-Кальве «Setaram» (Франция) с использованием термохимического цикла, включающего растворение минерала и составляющих его компонентов – оксидов и гидроксидов. В экспериментах по растворению в расплаве-растворителе состава  $2\text{PbO}\cdot\text{B}_2\text{O}_3$ , находящегося в калориметре при  $T = 973 \text{ K}$ , измеряли тепловой эффект, состоящий из приращения энтальпии керсутита и энтальпии его растворения:  $\Delta H = [H^0(973 \text{ K}) - H^0(298.15 \text{ K}) + \Delta_{\text{раств}} H^0(973 \text{ K})]$ . Среднее значение из 8 измерений составило  $779.7 \pm 13.8 \text{ кДж/моль}$  (погрешность рассчитана с вероятностью 95 %). Стандартная энтальпия образования изученного керсутита из элементов получилась равной:  $\Delta_f H^0_{\text{el}}(298.15 \text{ K}) = -12102 \pm 16 \text{ кДж/моль}$ .

На основании данных по растворению природного образца были рассчитаны энтальпии образования крайних членов изоморфного ряда керсутит  $\text{NaCa}_2(\text{Mg}_3\text{TiAl})[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}]\text{O}_2$  – ферриккерсутит  $\text{NaCa}_2\text{Mg}_3\text{TiFe}^{3+}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}]\text{O}_2$ . Были оценены отсутствующие в литературе величины стандартных энтропий и рассчитаны значения стандартных энергий Гиббса образования этих минералов

*Авторы благодарны профессору МГУ Э.М. Спиридонову за любезно предоставленный образец керсутита.*

## Литература

*Colville A.A. and Novak G.A.* Kaersutite megacrysts and associated crystal inclusion from the Cima volcanic fields, San Bernardino County, California // *Lithos*. V. 27. 1991. P. 107–114.

*Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D.* Nomenclature of the amphibole supergroup // *American Mineralogist*. V. 97. 2012. P. 2031–2048.

*Severov V.V., Filippov L.O., Filippova I.V.* Relationship between cation distribution with electrochemical and flotation properties of calcic amphiboles // *International Journal of Mineral Processing*. 147. 2016. P. 18–27.

**Осипов А.С.<sup>1</sup>, Антонов А.А.<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup>*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, osipov.anst@yandex.ru,*

<sup>2</sup>*Всероссийский геологический институт, Санкт-Петербург*

## ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИИ ЭГИРИН-АЛЬБИТОВЫХ ПОРОД КОНДЕРСКОГО МАССИВА

Кондерский массив находится в восточной части Алданского щита Сибирской платформы, в бассейне реки Май, в междуречье ее левых притоков – Омни и Маймакана. Он представляет собой щелочно-ультраосновный зональный интрузив диаметром 7.5 км, сложенный платиноносными дунитами, клинопироксенидами, косьвитами, которые секутся более поздними дайковыми и жильными телами щелочных пород (Гурович и др., 1994).

Исследуемые в работе образцы были отобраны в ходе полевого выезда в августе 2013 года. В коренном залегании были встречены пегматиты нефелиновых сиенитов, пегматиты сиенитов, жилы эгирин-альбитового состава и тела, сложенные преимущественно минералами группы канкринита. Кроме того, среди обломочных пород были встречены крупные валуны нефелин-эгириновых пегматитов.

Более полно нами были изучены минеральный состав и особенности эгирин-альбитовых жил, серия которых обнажается в северо-восточной части массива. Мощность жил достигает первых метров при видимой протяженности до 10 метров. Основную массу породы слагают альбит (45–55 об. %) и эгирин (35–45 об. %). В ходе исследования эгирин-альбитовых пород были обнаружены 27 минеральных видов, для удобства разделенные на главные, второстепенные и акцессорные (см. табл.).

Наиболее интересным среди второстепенных минералов – *эвдиалит*, слагающий 3–5 об. % породы. Он образует как обособленные выделения, так и группы зерен. Кристаллы субидiomорфные малинового и бурового цветов различных оттенков размером до 5 сантиметров, часто со следами коррозии. Большинство зерен имеют концентрическую зональность в форме неправильных шестиугольников. Было выделено два типа зональности эвдиалита. Первый тип образован скоплениями минеральных включений, приуроченных к зонам роста кристалла, представленных альбитом, кальциокатаплеитом и другими REE- и Sr-минералами (Рис. 1А). Второй тип представлен чередующимися зонами, различными по BSE-контрасту. ЭДС-анализ и ИК-спектроскопия показали зависимость данного типа зональности от колебаний в составе минерала Ti, Se, Pb, Sr, и, по всей видимости,  $\text{H}_3\text{O}^+$ ,  $\text{OH}^-$  и  $\text{CO}_3^{2-}$ .

Структура эвдиалита была расшифрована на кафедре кристаллографии СПбГУ. Изученный минерал имеет типично-эвдиалитовую структуру и относится к 12-слойным эвдиалитам с R3(-)m симметрией и параметрами элементарной ячейки (Å):  $a = 14.243(3)$  и  $c = 30.371(6)$ .

Таблица. Минеральный состав эгирин-альбитовых пород Кондрского массива.

Минералы		Формулы	
Главные	1	Эгирин	$\text{NaFe}^{3+}(\text{Si}_2\text{O}_6)$
	2	Альбит	$\text{Na}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$
Второстепенные	3	Лампрофиллит	$\text{Na}_2\text{Sr}_2\text{Ti}_3(\text{Si}_2\text{O}_7)_2\text{O}_2(\text{OH})_2$
	4	Баритолампрофиллит	$\text{KNa}_3\text{Ba}_2\text{Ti}_3(\text{Si}_2\text{O}_7)_2\text{O}_4$
	5	Микроклин	$\text{K}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$
	6	Титанит	$\text{CaTi}(\text{SiO}_4)\text{O}$
	7	Эвдиалит	$\text{Na}_{12}\text{Ca}_6\text{Fe}_3\text{Zr}_3(\text{Si}_3\text{O}_9)_2(\text{Si}_9\text{O}_{24}(\text{OH})_3)_2$
Акцессорные	8	<i>Кальциокатаплейит</i>	$\text{CaZr}(\text{Si}_3\text{O}_9) \cdot \text{H}_2\text{O}$
	9	<i>Эльпидит</i>	$\text{Na}_2\text{Zr}(\text{Si}_6\text{O}_{15}) \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
	10	<i>Бобтраиллит</i>	$\text{Na}_{13}\text{Sr}_{11}(\text{Zr}_{13}\text{Y})(\text{B}_6\text{Si}_{42}\text{O}_{132})(\text{OH})_{12} \cdot 12\text{H}_2\text{O}$
	11	<i>Стилвеллит-(Ce)</i>	$\text{CeB}(\text{SiO}_4)\text{O}$
	12	<i>Датолит</i>	$\text{Ca}(\text{BSiO}_4)(\text{OH})$
	13	<i>Кайнозит-(Y)</i>	$\text{Ca}_2\text{Y}_2(\text{Si}_4\text{O}_{12})(\text{CO}_3) \cdot \text{H}_2\text{O}$
	14	<i>Перклевеит-(Ce)</i>	$\text{Ce}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)$
	15	Мусковит	$\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$
	16	Анальцим	$\text{Na}(\text{AlSi}_2\text{O}_6) \cdot \text{H}_2\text{O}$
	17	Сепиолит	$\text{Mg}_4(\text{Si}_6\text{O}_{15})(\text{OH})_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
	18	Нчванингит	$\text{Mn}_2(\text{SiO}_3)(\text{OH})_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
	19	Фторapatит	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F})$
	20	<i>Строндальфит</i>	$\text{Sr}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$
	21	<i>Фторкафит</i>	$\text{CaSrCa}_3(\text{PO}_4)_3\text{F}$
	22	<i>Ксентим-(Y)</i>	$\text{Y}(\text{PO}_4)$
	23	<i>Монацит-(Ce)</i>	$\text{Ce}(\text{PO}_4)$
	24	<i>Монацит-(Nd)</i>	$\text{Nd}(\text{PO}_4)$
25	Кальцит	$\text{Ca}(\text{CO}_3)$	
26	<i>Пирофанит</i>	$\text{MnTiO}_3$	
27	<i>Гальгенбергит-(Ce)</i>	$\text{Ca}(\text{Ce},\text{La},\text{Nd})_2(\text{CO}_3)_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$	

Примечание. Курсивом выделены минералы, впервые описанные для массива

Детально химический состав эвдиалита изучался посредством ВДС-анализа, с последующим переводом в формульные коэффициенты с учетом структурных данных. В результате был отмечен резкий дефицит Na и K, который, по-видимому, восполняется присутствием  $\text{H}_3\text{O}^+$ , а так же дефицит Fe и Cl, что можно объяснить высокой степенью гидратированности эвдиалита. Также отмечены не характерный для минералов группы эвдиалита свинец (до 1.5 мас. % PbO) и высокие содержания Y, Sr, Mn. По совокупности полученных данных, минерал, можно назвать гидратированным карбонатсодержащим аналогом манганозэвдиалита – промежуточным членом изоморфного ряда манганозэвдиалит–иллюхинит.

В отличие от главных и второстепенных минералов, акцессорная минерализация достаточно разнообразна. По нашим наблюдениям она носит наложенный характер и приурочена к участкам выщелачивания, трещинам и кавернам в породе. Индивиды имеют микроскопические размеры, редко превышающие 150 мкм. Диагностика проводилась на основании данных энергодисперсионного и волнодисперсионного анализов. Наиболее интересные из них представлены ниже.

*Строндальфит*  $\text{Sr}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$ . Зерна имеют размеры порядка 300 x 100 мкм. Эмпирическая формула имеет вид:  $(\text{Sr}_{4.13}\text{Ca}_{0.57}\text{Ba}_{0.04}\text{Fe}_{0.04})_{4.78}(\text{P}_{1.04}\text{O}_{4.13})_3\text{F}_{1.00}$ .

*Фторкафит*  $\text{SrCaCa}_3(\text{PO}_4)_3\text{F}$  – высокоупорядоченный апатитоподбный минерал из группы беловита. Эмпирическая формула имеет вид:  $(\text{Sr}_{0.94}\text{Na}_{0.06})_{1.00}\text{Ca}_{1.00}(\text{Ca}_{2.74}\text{Sr}_{0.25})_{2.99}(\text{P}_{1.04}\text{O}_{4.00})_3\text{F}_{0.93}$ . Интересно, что в пределах одного зерна (размер порядка 60 мкм) выделяются центральные фторкафитовые зоны и краевые зоны, сложенные обогащенным стронцием (до 0.88 ф.к.) апатитом.

*Стилвеллит-(Ce)*  $\text{CeB}(\text{SiO}_4)\text{O}$ . В химическом составе изученного минера кроме  $\text{Ce}_2\text{O}_3$  (25–28 масс.%), в значительных количествах присутствует  $\text{La}_2\text{O}_3$  (12–16 масс.%) и  $\text{Nd}_2\text{O}_3$  (8–13 масс.%). Эмпирическая формула имеет вид:  $(\text{Ce}_{0.45}\text{La}_{0.22}\text{Nd}_{0.21}\text{Ca}_{0.04})_{0.92}\text{B}_{1.54}\text{Si}_{1.00}\text{O}_{5.89}$ . Стилвеллит встречен в виде включений в сильно гидратированном эвдиалите. Здесь же обнаружены микроворстки еще двух боросодержащих минералов – датолита и бобтраиллита.

*Кайнозит-(Y)*  $\text{Ca}_2(\text{Y,Ce})_2(\text{Si}_4\text{O}_{12})(\text{CO}_3) \cdot \text{H}_2\text{O}$  – представлен блочными индивидами размером до 200 мкм (Рис. 1D). Эмпирическая формула имеет вид:  $(\text{Ca}_{1.76}\text{Na}_{0.36})_{2.12}(\text{Y}_{1.54}\text{Dy}_{0.17}\text{Gd}_{0.06}\text{Er}_{0.06})_{1.83}(\text{Si}_{4.00}\text{O}_{12.68})(\text{CO}_3) \cdot \text{H}_2\text{O}$ , однако, наблюдается по крайней мере две области, где церий доминирует в составе над другими редкоземельными элементами, что говорит о возможности присутствия не известной ранее Ce-разновидности кайнозита.

*Гальгенбергит-(Ce)*  $\text{CaCe}_2(\text{CO}_3)_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$  в изученных породах ассоциирует с кальцитом. Минерал заполняет полости и каверны во вмещающей матрице, а также образует корки вокруг зерен альбита. Последний тип выделений не характерен для карбонатов. Отношение  $(\text{REE}+\text{Y})/(\text{Sa}+\text{Sr})$  в составе фазы всегда близко или равняется 2/1 и позволяет классифицировать минерал, эмпирическая имеет вид:  $(\text{Ca}_{0.97}\text{Sr}_{0.05})_{1.02}(\text{Ce}_{1.11}\text{Nd}_{0.47}\text{La}_{0.24}\text{Pr}_{0.11}\text{Sm}_{0.05})_{1.98}(\text{CO}_3)_{3.99} \cdot \text{H}_2\text{O}$ .

По результатам минералогических исследований эгирин-альбитовых пород Кондёрского массива можно сделать следующие выводы:

1) В породе обнаружено 27 минеральных видов, из них 20 – аксессуарные, 14 – описаны впервые для массива. Некоторые (Бобтраиллит, Гальгенбергит-(Ce)) – встречаются крайне редко. Отсутствие циркона при наличии других минералов-концентраторов циркония (эвдиалит, кальиокатаплетит, эльпидит, бобтраиллит) указывает на высокую агапитность породы.

2) Гидратированный карбонатсодержащий аналог манганозэвдиалита, хотя и имеет в целом типичные для эвдиалита морфологию, химический состав и структуру, тем не менее несет некоторые особенности, возможно, являющиеся типоморфными для Кондёрского массива.

3) Боровая минерализация выглядит довольно экзотично на фоне обычных для щелочных пород минералов. Она представлена тремя минералами – датолитом, бобтраиллитом и стилвеллитом-(Ce).

В целом, отмеченные особенности эгирин-альбитовых пород указывают на многостадийность процесса их образования, что влечет за собой описанное минеральное разнообразие.

*Аналитические работы выполнены на кафедре минералогии СПбГУ, в ресурсных центрах «Геомодель» и «Рентгенодифракционные методы исследования», Музее Естественной Истории, г. Лондон.*

## Литература

Гурович В.Г., Емельяненко Е.П., Землянухин В.Н., Каретников А.С., Квасов А.И., Лазаренков В.Г., Малич К.Н., Мочалов А.Г., Приходько В.С., Степашко А.А. Геология, петрология и рудоносность Кондёрского массива. Москва: Наука, 1994. 176 с.

*Паниковский Т.<sup>1,2</sup>, Яковенчук В.<sup>1</sup>, Базай А.<sup>1</sup>, Савченко Е.<sup>1</sup>,  
Иванюк Г.<sup>1</sup>, Пахомовский Я.<sup>1</sup>, Кривовичев С.<sup>1,2</sup>*

<sup>1</sup>Кольский научный центр РАН, Апатиты, Россия, taras.panikorovsky@spbu.ru

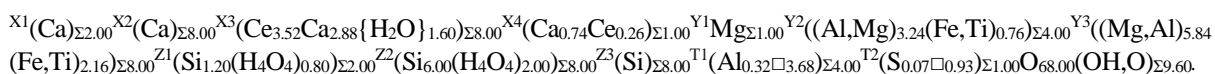
<sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

## МАНАЕВИТ-(Ce) И НИКМЕЛЬНИКОВИТ – НОВЫЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ (СВЕРХ) ГРУПП ВЕЗУВИАНА И ГРАНАТА ИЗ КОВДОРСКОГО МАССИВА

Манаевит-(Ce) (IMA 2018-046),  $\text{Ca}_{11}(\text{Ce}, \text{H}_2\text{O}, \text{Ca})_8\text{Mg}(\text{Al}, \text{Fe})_4(\text{Mg}, \text{Ti}, \text{Fe}^{3+})_8[\text{Si}_2\text{O}_7]_4[(\text{SiO}_4)_8(\text{H}_4\text{O}_4)_2](\text{OH})_9$ , – новый и единственный представитель группы везувиана, содержащий молекулярную воду в своей структуре. Минерал обнаружен в близкой ассоциации с никмельниковитом и назван в честь Николая Михайловича Манаева (27.02.1936 – 02.03.2012), бывшего главного геолога горно-обогатительного комбината «Ковдор-слюда» и известного коллекционера ковдорских минералов, за его вклад в геологию, минералогию и разработку крупнейшего в мире Ковдорского месторождения флогопита. Манаевит-(Ce) тетрагональный,  $a = 15.925$  (1),  $c = 11.966$  (1) Å,  $V = 3034.6$  (6) Å<sup>3</sup>,  $Z = 2$ .

Увеличение объема ячейки манаевита-(Ce) по сравнению с другими членами группы везувиана связано со значительным содержанием магния в его химическом составе, что, в свою очередь, обусловлено внедрением редкоземельных элементов в позицию кальция по схеме  $\text{Ca}^{2+} + \text{Al}^{3+} \leftrightarrow \text{REE}^{3+} + \text{Mg}^{2+}$ . Из интересных особенностей нового минерала отметим изоморфизм «гидрогранатового» типа в силикатных Z1 и Z2 позициях, обусловивший увеличение соответствующих средних длин связей, составивших 1.718 и 1.691 Å. Внедрение молекулярной воды подтверждается данными ИКС и ДСК спектроскопии. По структурным данным, молекулярная вода наиболее вероятно ассоциирована с вакансией в позиции X3, возникающей вследствие изоморфизма по схеме  $3\text{Ca}^{2+} \leftrightarrow 2\text{REE}^{3+} + \square$ .

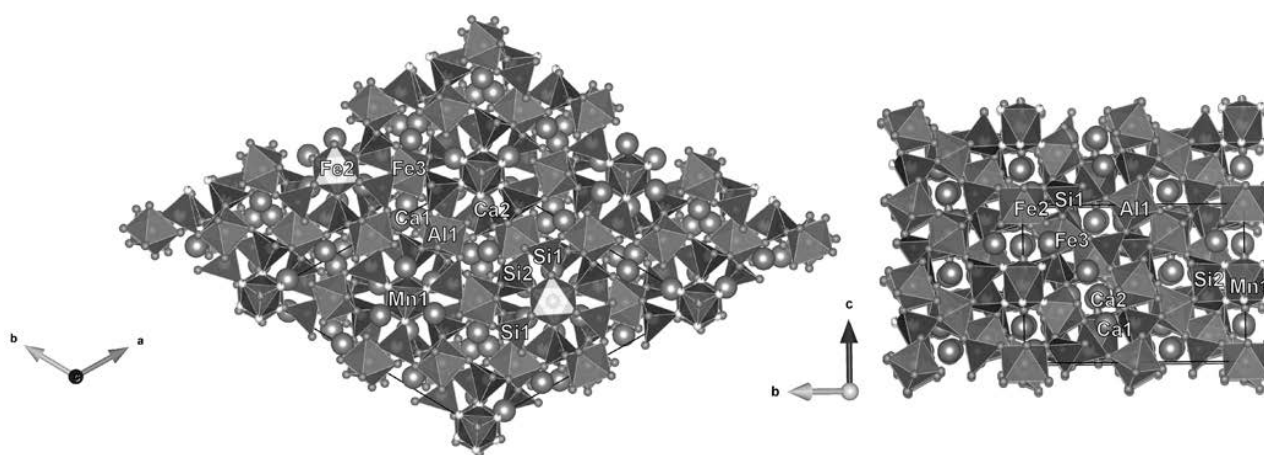
С учетом данных твердотельного ЯМР и инфракрасной спектроскопии общая кристаллохимическая формула манаевита-(Ce) может быть записана следующим образом:



Никмельниковит (IMA-2018-043),  $\text{Ca}_{12}\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_3\text{Al}_3(\text{SiO}_4)_6(\text{OH})_{20}$ , является первым представителем супергруппы граната, обладающим тригональной симметрией. Параметры его элементарной ячейки по данным порошковой рентгенографии:  $a = 17.2079$ (8),  $c = 10.5617$ (9) Å,  $V = 2708.5$ (3) Å<sup>3</sup> и  $Z = 3$ , пространственная группа R-3. Минерал назван в честь академика Николая Николаевича Мельникова (1938–2018), директора Горного института Кольского научного центра РАН (1981–2015), за его вклад в изучение

поведения напряжённых массивов горных пород, разработку сверхглубоких карьеров и подземных ядерных станций.

Структура никмеликовита представляет собой дефектный вариант структуры минералов сверхгруппы граната (Grew et al. 2013). Её гетерополиэдрический каркас (см. рис.) образован четырьмя симметрично неэквивалентными октаэдрами (полнозаселённые позиции Al1, Fe2 и Fe3, и низкозаселённая Mn1), которые связаны через общие вершины с тетраэдрами SiO<sub>4</sub>. Атомы кальция в восьмерной координации располагаются в полостях этого каркаса. С учётом уточнённой заселённости октаэдрических позиций: (Al<sub>0.925</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0.075</sub>), (Fe<sup>2+</sup><sub>0.88</sub>Al<sub>0.12</sub>) и (Fe<sup>3+</sup><sub>0.63</sub>Al<sub>0.37</sub>), – структурная формула никмеликовита может быть записана как Ca<sub>12</sub>(Al<sub>2.77</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0.23</sub>)Σ<sub>3.00</sub>(Fe<sup>2+</sup><sub>0.88</sub>Al<sub>0.12</sub>)Σ<sub>1.00</sub>(Fe<sup>3+</sup><sub>1.89</sub>Al<sub>1.11</sub>)Σ<sub>3.00</sub>Mn<sub>0.16</sub>Si<sub>6.00</sub>Si<sub>0.60</sub>O<sub>24.95</sub>(OH)<sub>19.05</sub>·0.6H<sub>2</sub>O. В рамках существующей номенклатуры минералов сверхгруппы граната, формула никмеликовита может быть представлена в виде: 3{X<sub>3</sub>}[Y<sub>2</sub>](Z<sub>3</sub>)φ<sub>12</sub> = {X<sub>12</sub>}[Y<sub>8</sub>](Z<sub>12</sub>)φ<sub>48</sub> = {Ca<sub>12</sub>}[Fe<sup>2+</sup>][Fe<sup>3+</sup>][Al<sub>3</sub>□](Si<sub>6</sub>)(□<sub>6</sub>)O<sub>24</sub>(OH)<sub>20</sub>□<sub>4</sub>. Следует отметить, что помимо относительно распространённой в «гидрогранатах» схемы изоморфизма [SiO<sub>4</sub>]<sup>4-</sup> ↔ [H<sub>4</sub>O<sub>4</sub>]<sup>4-</sup>, в никмеликовите наблюдаются вакансии в октаэдрических позициях (на рисунке низкозаселённые октаэдры выделены розовым цветом). Среди особенностей кристаллической структуры этого минерала также следует отметить упорядочение Fe<sup>2+</sup> и Fe<sup>3+</sup> в октаэдрических позициях, что подтверждается соответствующими значениями <Me–O> связей в Fe2 и Fe3 октаэдрах, составившими 2.138 и 1.993 Å, соответственно.



**Рис.** Кристаллическая структура никмеликовита, проекции вдоль оси *c* (слева) и вдоль оси *a* (справа).

Никмеликовит образует корки розового цвета, эпитаксиально нарастающие на андрадит, что указывает на относительно позднее время его образования. Расчёт структурной сложности этих минералов по методике (Krivovich et al. 2013) показал, что в процессе эволюции минералов сверхгруппы граната их сложность  $I_{G, total}$  увеличивается с 127.63 до 323.69 бит/яч., что находится в полном согласии с общим трендом увеличения структурной сложности минералов в процессе эволюции.

*Работа выполнена в рамках научной темы ФИЦ КНЦ РАН 0186-2019-0011 при финансовой поддержке Российского Научного Фонда (проект № 19-17-00038).*

### Литература

Grew, E. S., Locock, A. J., Mills, S. J., Galuskina, I. O., Galuskin, E. V., & Hålenius, U. Nomenclature of the garnet supergroup. // American Mineralogist, № 98, 2013 P. 785–811

Krivovich S.V. Structural complexity of minerals: information storage and processing in the mineral world. // Mineralogical Magazine №77(3), 2013. P. 275–326.

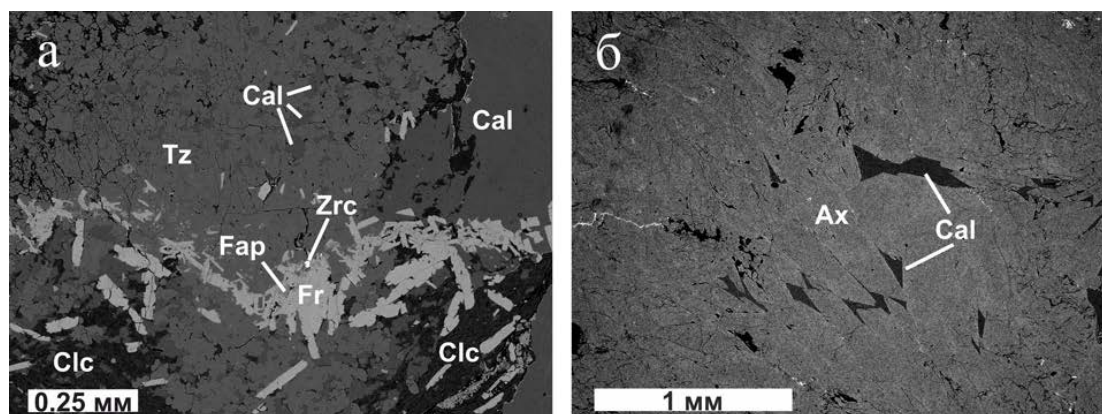
## МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ АКСИНИТА ИЗ МАРГАНЦЕВЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ УШКАТЫН-III, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН

**Введение.** Группа аксинита включает в себя четыре минерала, относящихся к классу кольцевых боросиликатов: аксинит-(Mn), аксинит-(Mg), аксинит-(Fe) и тинценит (Back et al., 2017). Общая формула минералов группы аксинита:  $X_4^VI Y_2^VI Z_4(IV B_2 IV T_8 O_{30})(OH)_2$ , где  $X = Ca, Mn, Na, K$ ;  $Y = Mg, Mn, Fe^{2+}$ ;  $Z = Al, Fe^{3+}, Ti$ ;  $T = Si, Al$ . Аксициты встречаются в качестве аксессуарных минералов гидротермальных жил, контактово-метасоматических и метаморфических пород (Novák and Filip, 2002).

Месторождение Ушкатын-III было открыто в 1962 году. Оно располагается в центральном Казахстане, в пределах Жайремского рудного узла. Карбонатные породы слагают здесь крупную синклиналию складку с крутыми углами падения крыльев. В известняках западного крыла развито Fe-Mn оруденение. По набору минералов марганцевые руды делятся на браунитовые (браунит, кальцит, кварц, альбит) и гаусманитовые (гаусманит, кальцит, родохрозит, фриделит, тефроит) (Каюпова, 1974; Брусницын и др. 2018). Аксицит и тинценит (под названием «севегинит») в рудах Ушкатына-III ранее были охарактеризованы М.М.Каюповой (1974). Цель наших исследований – уточнить данные предшественников современными аналитическими методами.

**Объекты и методы исследования.** Объектами исследования были выбраны четыре образца: US-318-215, R-US-3-10 – оранжевые кристаллы из браунитовых руд, обр. US-318-218, R-US-3-3 – желтые кристаллы из гаусманитовых руд. Практическая часть работы была выполнена на кафедре минералогии СПбГУ, с использованием аналитических возможностей ресурсных центров СПбГУ «Рентгендифракционные методы исследования», «Микроскопия и микроанализ» и «Геомодель».

**Результаты.** Во всех четырех исследованных образцах аксинит является второстепенным минералом. Он встречается в секущих руды жилах, преимущественно заполненных кальцитом и фриделитом. Кристаллы аксинита хорошо огранены, имеют характерную вытянутую клиновидную форму и размер до 0.5 см. В шлифе бесцветны с хорошей спайностью в трех направлениях. В поляризованном свете у аксинита серые цвета интерференции и косое погасание. Кальцит чаще всего заполняет пустоты между кристаллами аксинита и является более поздним минералом; фриделит представлен идиоморфными вытянутыми кристаллами (Рис. 1).



**Рис. 1.** Минералы группы аксинита месторождения Ушкатын-III (изображение в обратно-отраженных электронах): а) аксинит-(Mn) (Образец US-318-215); б) аксинит-(Mn)–тинценит (Образец US-318-218). Обозначения: Ax – аксинит-(Mn), Brt – барит, Cal – кальцит, Clc – клинохлор, Gem – гематит, Fap – фторпатит, Fr – фриделит, Tz – тинценит, Zrc – циркон.

Аксицит из браунитовых руд по химическому составу относится к аксиниту-(Mn) (Рис. 2). Содержание марганца в нем варьирует от 2.3 до 3.0 коэффициентов в кристаллохимической формуле (к.ф.) (~14–17 масс. % MnO); минерал содержит примесь железа – до 0.2 к.ф. (~1 масс. %  $FeO^{общ}$ ). Аксицит из гаусманитовых руд относится к ряду аксинит-(Mn) – тинценит: кристаллы зональны по химическому составу. Содержание марганца в аксините из гаусманитовых руд значительно больше от 2.4 до 4.0 к.ф. (~16–24 масс. % MnO); минерал содержит примесь магния – до 0.2 к.ф. (~0.7 масс. % MgO) и железа – до 0.6 к.ф. (~4 масс. %  $FeO^{общ}$ ).



Полученные нами рамановские спектры аксинита-(Mn) и тинценита соответствуют аналогичным спектрам, описанным в литературе (Lafuente et al., 2015). Вместе с тем, наблюдаются различия в области от 714 до 724  $\text{cm}^{-1}$ , которая соответствует колебаниям O–B–O (Frost et al., 2007).

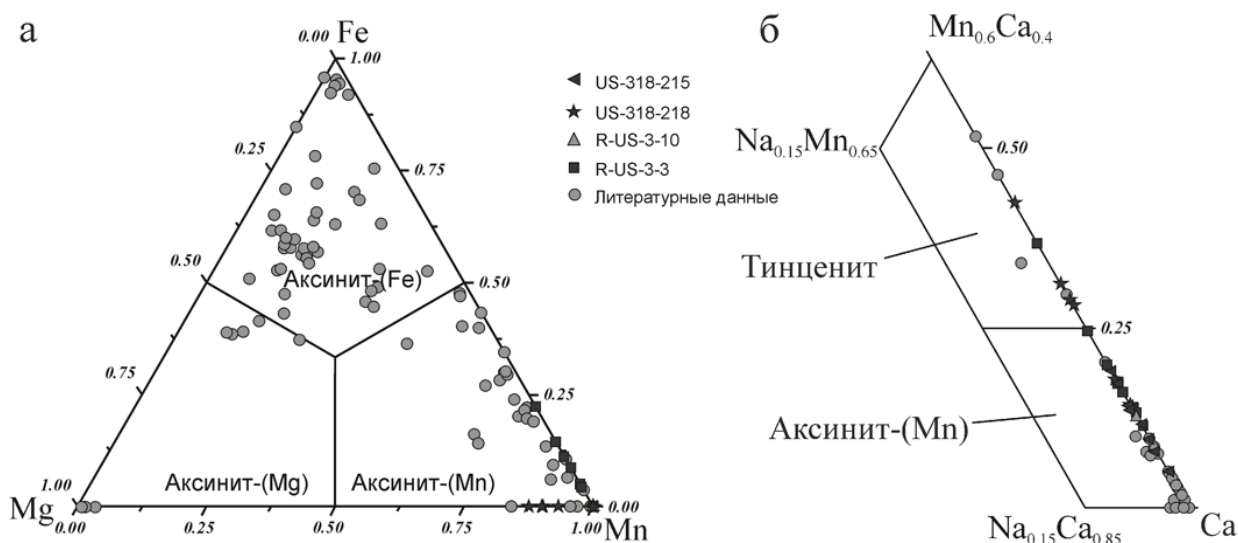


Рис. 2. Изоморфные ряды в минералах группы аксинита: а) треугольник  $\text{Fe}^{2+}$ –Mn–Mg (позицияУ); б) треугольник Mn–Ca–Na (позицияХ).

**Дискуссия.** Литературные данные указывают на широкое распространение в природе аксинитов, относящихся к изоморфным рядам аксинит-(Mn)–аксинит-(Fe) и аксинит-(Mn)–тинценит. К настоящему моменту данные об аксинитах, относящихся к изоморфным рядам аксинит-(Mg)–аксинит-(Mn), а также аксинит-(Mg)–тинценитом отсутствуют (Рис. 2а), что может быть связано, как с особенностями геологического нахождения аксинитов, так и кристаллохимическими запретами на существование минералов такого состава.

Изученные высокомарганцевые аксиниты (аксиниты-(Mn) и тинцениты) с примесью Mg относятся к мало изученной группе (Рис 2). Большое количество марганца в структуре аксинитов может искажать их кристаллическую структуру, что, скорее всего, позволяет входить в нее более крупным катионам магния. Обнаруженные особенности рамановских спектров обогащенных марганцем аксинитов свидетельствуют о структурных изменениях, которые, вероятнее всего, связаны с деформацией кольца тетраэдров. Предположительно при увеличении содержания марганца в кристаллической структуре возможно образование полного изоморфного ряда тинценит–аксинит-(Mg).

## Литература

- Брусницын А.И., Перова Е.Н., Верещагин О.С., Бритвин С.Н., Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Иванов А.В. Барит-свинцово-цинковые и железо-марганцевые месторождения Жайремского рудного узла: геологическая экскурсия в Центральный Казахстан. // Минералогия, 2018. 4(3). С. 82–92.
- Каюпова М.М. Минералогия железных и марганцевых руд Западного Атасу (Центральный Казахстан). Алма-Ата: Наука, 1974. 232 с.
- Back M. и др. The New IMA List of Minerals – A Work in Progress // 2017. P. 15–16.
- Frost R., Bouzaid J., Martens W. Raman Spectroscopy of Nanostructures and Nanosized Materials // J. Raman Spectroscopy, 2007. 38. P. 135–141.
- Novák M., Filip J. Ferroan magnesioaxinite from hydrothermal veins at Lažany, Brno Batholith, Czech Republic // Neues Jahrb. für Mineral. - Monatshefte, 2002. 9. P. 385–399.
- Lafuente B., Downs R.T., Yang H., Stone N. The power of databases: the RRUFF project // Highlights in Mineralogical Crystallography, 2015. P 1–30.

*Пеков И.В.<sup>1</sup>, Агаханов А.А.<sup>2</sup>, Зубкова Н.В.<sup>1</sup>, Щипалкина Н.В.<sup>1</sup>, Кошлякова Н.Н.<sup>1</sup>,  
Сандалов Ф.Д.<sup>1</sup>, Янаскурт В.О.<sup>1</sup>, Турчкова А.Г.<sup>1</sup>, Сидоров Е.Г.<sup>3</sup>*

*<sup>1</sup>Московский государственный университет, Москва, Россия, igorpekov@mail.ru*

*<sup>2</sup>Минералогический музей имени А.Е. Ферсмана РАН, Москва, Россия*

*<sup>3</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия*

## **ФУМАРОЛЬНЫЕ ПОЛЯ ВУЛКАНА ТОЛБАЧИК НА КАМЧАТКЕ – МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ ОБЪЕКТ МИРОВОГО ЗНАЧЕНИЯ**

Активные фумарольные поля вулкана Толбачик (Толбачинского дола), принадлежащего к Ключевой группе вулканов на Камчатке, привлекают повышенное внимание минералогов более сорока лет, начиная с Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг (БТТИ), породившего множество фумарол, принадлежащих к окислительному типу. Уже в первые полтора десятилетия после БТТИ в этих фумаролах Толбачика было зафиксировано множество минералов, как собственно эксгальционных, так и возникших в результате их различных преобразований; в том числе были открыты 10 новых минеральных видов, главным образом, научной группой под руководством Л.П. Вергасовой и С.К. Филатова. За последующие два десятилетия список минералов, достоверно установленных в фумарольных системах Толбачика, расширился до сотни видов, а число новых минералов возросло до 31. Наиболее же интенсивно минералогия толбачинских фумарол изучается в последнее десятилетие, в том числе нашей исследовательской группой, подключившейся к этим работам в 2009 году. Именно в результате исследований данного периода стало определенно ясно, что фумарольные поля Толбачика относятся к весьма немногочисленной (не более двух-трех десятков во всем мире) группе минералогических объектов самого высокого мирового класса. Сегодня не вызывает сомнения, что Толбачик уже встал в один ряд с такими классическими объектами, как, например, Хибины и Ловозеро на Кольском полуострове, Лонгбан в Швеции, Цумб в Намибии, Франклин в США, Яхимов в Чехии, Шинколобве в ДР Конго.

Каковы же главные основания, чтобы это утверждать?

В первую очередь, конечно, **минеральное разнообразие и своеобразие** фумарольных систем Толбачика. На сегодня в них достоверно установлено почти 350 минералов, среди которых три четверти относятся к редким, причем с преобладанием эндемиков фумарольной формации. В фумарольных системах Толбачика открыто 123 новых минеральных вида (из которых 70 – нашей исследовательской группой), утвержденных Комиссией по новым минералам, номенклатуре и классификации ММА (данные на июнь 2019 года). Подавляющее их большинство пока нигде, кроме Толбачика, не встречены. 92 из них открыты только за период с конца 2009 года по начало 2019-го: такой динамикой роста числа новых минералов на протяжении всего лишь десятилетия не может похвастаться более ни один объект в мире за всю историю минералогии. По числу новых минералов Толбачик уступает, и то ненамного, только гигантскому Хибинскому щелочному массиву, где их открыто 127. Своеобразие минералогии толбачинских фумарольных эксгальций выражается в необычности как новых, так и "старых" минералов, в первую очередь в части их химического состава и кристаллохимических особенностей. Так, здесь установлено 47 минералов класса арсенатов (включая 39 эндемиков Толбачика), и все они – безводородные; отметим, что из 375 природных арсенатов только 71 не содержит ОН-групп или/и молекул H<sub>2</sub>O, то есть на Толбачике сосредоточено более половины всего разнообразия таких минералов. Это же относится к фумарольным ванадатам и селенитам. На Толбачике впервые обнаружена и изучена богатая и разнообразная силикатная минерализация достоверно фумарольного генезиса, причем для большинства из трех десятков этих минералов, которые в основном относятся здесь к "обычным" группам (оливин, гранат, пироксены, амфиболы, слюды, полевые шпаты, фельдшпатоиды) и, соответственно, содержат в качестве видообразующих компонентов литофильные элементы, характерны существенные (целые мас.%) изоморфные примеси "рудных" элементов: As, Cu, Zn, Sn, Mo, W. Амфиболы и слюды совершенно лишены ОН-групп, а являются фторосиликатами с подчиненным количеством O<sup>2-</sup>, замещающего F<sup>-</sup>. Здесь впервые в природе обнаружены оксиды группы шпинели с существенным количеством меди, вплоть до Cu-доминантных минеральных видов, и эта шпинелидная минерализация разнообразна и местами весьма богата. Необычайно разнообразна и оригинальна здесь медная минерализация в целом: 90 собственных минералов Cu<sup>2+</sup> (68 из которых впервые открыты в фумаролах Толбачика), представляющие 76 (!) структурных типов. Здесь найдены крайне необычные разновидности и других "обыкновенных" минералов, аномально обогащенные примесями, например, форстерита (с As, P), гематита, рутила (с Sn), касситерита (с Ti, Sb), санидина, кальсилита, лейцита, вагнерита (с As), гаюина (с Mo, W), фторapatита (с V).

В **минералого-геохимическом и генетическом аспектах** этот объект уникален, в первую очередь по масштабам концентрации в наземных эксгальционных системах малораспространенных и редких элементов (Cu, Zn, Pb, As, V, Sn, Se, Au, Cs, Tl и др.), а также по многообразию и необычности ассоциаций химических элементов. Разнообразию и своеобразию минерализации толбачинских фумарол обусловлено уникальным для природных объектов сочетанием физико-химических условий и механизмов ее формирования: это высокие температуры (до 700–800°C), атмосферное давление, очень высокая фугитивность кислорода (в результате смешения вулканического газа с атмосферным воздухом на стадии, предшествующей минералообразованию), газовый транспорт большинства компонентов, прямое осаждение

многих высокотемпературных минералов из вулканических газов, обладающих специфической геохимией, включая сильную обогащенность щелочными и халькофильными ("рудными") элементами, широкое проявление газового метасоматоза (взаимодействие горячего газа с породами, слагающими стенки fumarольных камер), развитие процессов "горячего гипергенеза" (минералообразование в верхних частях fumarольных систем при температурах 50–150°C в результате сложных взаимодействий между вулканическим газом, атмосферной влагой и ранее образованными минералами). Fumarольные поля Толбачика – **самый яркий в мире пример наземных эксгалационных минералообразующих систем окислительного типа**. По минеральному и геохимическому разнообразию они намного превосходят сходные объекты не только в Курило-Камчатском регионе, но и на Везувии (Италия), Изалько (Сальвадор), вулканах Японии, Индонезии, Исландии и др. Нет сомнения, что именно Толбачик следует сегодня рассматривать как **эталонный** для данного геохимико-минералогического и генетического типов объект.

В **музейно-минералогическом аспекте** fumarольные поля Толбачика являются уникальным объектом. Это заключается не только в широчайшем разнообразии минералов, включая большое число редких, подчас эндемичных видов, которые особенно интересны с точки зрения включения в музейные коллекции классического систематического направления, но и в том, что здесь, в отличие от fumarол большинства других вулканов, многие экзотические минералы образуют крупные обособления, известны в эффектных образцах, которые могут украсить витрину любого музея.

Наконец, fumarольные поля Толбачика – выдающийся объект с точки зрения **минералогической изученности и перспектив исследования fumarольной минерализации**. Мало найдется таких месторождений или проявлений, для которых выполнено столько скрупулезных минералогических исследований "на единицу площади", да еще и за столь короткий период – всего четыре десятилетия. Особо следует подчеркнуть значение fumarольных систем Толбачика для развития структурной минералогии, и в первую очередь кристаллохимии природных оксо- и галогеносолей. Подавляющее большинство новых и многие "старые" минералы здесь детально изучены в структурном отношении, целый ряд интересных кристаллохимических закономерностей выведен в результате этих работ. Яркий пример – кристаллохимия природных и синтетических соединений с комплексами анионоцентрированных тетраэдров, которая получила развитие во многом именно благодаря изучению С.В. Кривовичевым, С.К. Филатовым и их коллегами толбачинских fumarольных минералов. Кроме того, fumarолы Толбачика – великолепная природная лаборатория, где можно наблюдать закономерности эксгалационного минералообразования *in situ*, причем в течение вполне компактных (с точки зрения продолжительности человеческой жизни) интервалов времени. В частности, здесь прослеживаются и очевидные аналогии с процессами, происходящими на химическом производстве и моделируемыми в лабораториях. В fumarольных системах Толбачика реализуются газотранспортные процессы с участием таких элементов, с летучими соединениями которых большинство химиков просто избегает работать при высоких температурах из соображений безопасности – это мышьяк, таллий, селен... Таким образом, мы получаем уникальную возможность наблюдать не только результаты этих процессов – разнообразные минеральные ассоциации, но и изучать сами газы, несущие эти и многие другие редкие элементы.

И, конечно, заслуживает отдельного внимания выдающийся **научный потенциал объекта**. Если слава многих классических минеральных месторождений уже в основном в прошлом, и сегодня мы имеем доступ практически только к некогда собранному и хранящемуся в различных коллекциях каменному материалу (таковы, например, Лонгбан, Франклин, Цумб), то fumarольные поля Толбачика живут активной жизнью и в этом отношении. Большинство минералогических открытий здесь осуществляется на свежесобранном материале, и, кроме того, в отличие от большинства геологических объектов, здесь происходит периодическое возобновление минералообразующих систем. Например, во время извержения Плоского Толбачика 2012–2013 гг. не только возникали новые fumarолы, но также можно было наблюдать на fumarольных полях Северного прорыва БТТИ, расположенных более чем в 15 км от эпицентра этого извержения, рост температуры газов и существенную интенсификацию хлоридного и селенитного минералообразования. Извержения Толбачика происходят с периодичностью около четырех десятков лет, и есть основания надеяться, что каждое из них будет приносить новые минералогические открытия.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ, грант 19-17-00050.*

### АРСЕНАТЫ И ВАНАДАТЫ ИЗ МАРГАНЦЕВЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ УШКАТЫН-III, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН

Сочетание марганцевых и полиметаллических типов руд в мире проявляется достаточно редко. Наиболее известны месторождения Лонгбан (Швеция) и Стерлинг-Хилл (США), которые послужили местом открытия большого количества редких новых минералов. Среди таких минералов присутствуют редкие арсенаты и ванадаты. Месторождение Ушкатын-III относится к Жайремскому рудному узлу и уникально тем, что на небольшом расстоянии друг от друга там располагаются стратиформные залежи свинцово-цинковых и железо-марганцевых руд. Обзор геологической обстановки приведен ранее (Брусницын и др. 2018). Здесь же мы остановимся на краткой характеристике находок редких арсенатов и ванадатов из этого месторождения. Химический состав минералов по данным микронзондовых анализов представлен в таблице.

*Таблица. Химический состав (масс. %) и коэффициенты в кристаллохимических формулах арсенатов и ванадатов из марганцевых руд месторождения Ушкатын-III*

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.98	0.90	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	9.56	8.50	3.02	2.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	27.88	29.29	31.43	33.35
As <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	30.12	31.12	37.34	37.92	22.82	23.48	24.97	24.16	24.02	23.47	9.77	8.17	6.74	4.15
SiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.41	0.56	0.00	0.00
CaO	0.96	1.29	0.64	0.46	0.54	0.00	2.17	0.39	1.68	1.10	2.01	0.43	1.02	0.21
MnO	1.22	1.31	2.52	2.87	28.15	30.87	31.95	31.42	31.23	28.97	0.00	1.46	2.45	1.74
PbO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.93	3.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.89	2.29	3.94	2.49	0.94	5.88	0.00	1.27
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	40.58	39.93	16.42	15.95	20.56	12.88	4.03	5.60	4.38	6.06	7.95	10.96	12.48	18.69
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.66	11.38	32.10	31.32	7.34	10.07	9.60	9.94	4.69	6.60	21.01	15.08	12.44	9.41
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.86	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.93	1.37	4.66	3.73	4.35	6.12
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.05	4.65	7.40	7.21	1.98	4.74	2.96	3.27	6.72	7.36	19.60	16.11	18.39	17.76
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.50	0.00	0.00	0.00	0.00	2.25	1.92	4.06	2.70	3.53	2.87
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.35	1.99	1.74	3.20	0.00	2.39
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.79	4.59	1.00
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.71	2.29	0.00
Сум.	98.98	99.08	99.43	98.87	81.38	82.04	81.49	80.12	82.19	81.33	100.02	100.1	99.72	98.96
Коэффициенты в кристаллохимической формуле														
La	0.66	0.65	0.28	0.27	0.64	0.40	0.12	0.17	0.13	0.19	0.12	0.17	0.19	0.29
Ce	0.16	0.19	0.54	0.53	0.23	0.31	0.29	0.31	0.14	0.20	0.33	0.23	0.19	0.15
Pr	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	0.07	0.06	0.07	0.09
Nd	0.06	0.07	0.12	0.12	0.06	0.14	0.09	0.10	0.19	0.22	0.30	0.24	0.28	0.27
Sm	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.06	0.06	0.04	0.05	0.04
Gd	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.05	0.02	0.04	0.00	0.03
Dy	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.06	0.01
Er	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00
Y	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.11	0.02	0.13	0.00	0.03
Ca	0.05	0.06	0.03	0.02	0.05	0.00	0.19	0.03	0.15	0.10	0.09	0.02	0.05	0.01
Mn	0.05	0.05	0.10	0.11	2.02	2.18	2.20	2.23	2.14	2.04	0.00	0.05	0.09	0.06
Pb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сум.	1.01	1.02	1.07	1.06	3.00	3.02	3.05	3.01	3.07	3.01	1.01	1.01	1.01	0.99
As	0.70	0.72	0.89	0.91	1.01	1.02	1.06	1.06	1.01	1.02	0.22	0.18	0.15	0.09
V	0.28	0.25	0.09	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.78	0.81	0.87	0.93
P	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00
Сум.	1.01	1.01	0.99	0.99	1.01	1.02	1.06	1.06	1.01	1.02	1.01	1.01	1.02	1.02

Примечание: Минералы: 1 и 2 – гаспарит-(La); 3 и 4 – гаспарит-(Ce); 5 и 6 – ретциан-(La); 7 и 8 – ретциан-(Ce); 9 и 10 – ретциан-(Nd); 11 – уэффилдит-(Ce); 12 и 13 – уэффилдит-(Nd); 14 – уэффилдит-(La).

*Саркинит* Mn<sup>2+</sup><sub>2</sub>(AsO<sub>4</sub>)(OH) – арсенат из группы вагнерита, представлен в виде небольших (0.1–0.5 см в диаметре) желтых и желтовато-оранжевых пятен в составе гаусманитовых руд. Встречается совместно с якобитом, марганцевыми гумитами, фриделитом, кальцитом и марганцевыми карбонатами в виде зерен неправильной формы. Диагностика саркинита подтверждена рентгенометрически. Основными отражениями межплоскостных расстояний для саркинита являются d, Å (I): 3.29 (100), 3.01 (40), 3.19 (20), 2.97 (20), 2.80 (30). Химический состав саркинита характеризуется непостоянной небольшой примесью кальция.

Минералы группы ретциана  $Mn_2(REE)(AsO_4)(OH)_4$  представлены ретцианом-(La), ретцианом-(Ce), ретцианом-(Nd) (табл). Наиболее распространен изоморфный ряд ретциан-(La) – ретциан-(Ce). Образуется в ассоциации с яковситом и марганцевыми гуммитами, часто совместно с саркинитом, гаспаритом -(La) и гаспаритом-(Ce). Формирует игольчатые зерна и агрегаты размером 5–15 мкм. Химический состав характеризуется постоянной примесью кальция в позиции марганца.

Редкие арсенаты редких земель  $(REE)(AsO_4)$  из группы монациты представлены *гаспаритом-(La)* и *гаспаритом-(Ce)*. Часто гаспарит образуется в тесном сростании с ретцианом и саркинитом. Размер выделений не превышает 50 мкм. Гаспарит-(La) определен как новый минерал и для него проведен полный комплекс диагностических методов (Vereshchagin et al., 2019).

*Тилазит*  $CaMg(AsO_4)F$  встречается в составе всех типов руд в ассоциации с тефроитом, марганцевыми гуммитами, фриделитом и марганцевыми карбонатами. Может формировать совместные агрегаты с саркинитом, гаспаритом, ретцианом и уэксфилдитом. Тилазит образует пластинчатые выделения размером до 0.5 мм. Результаты химического анализа показывают небольшую примесь фосфора и постоянную примесь марганца.

*Свабит*  $Ca_2(AsO_4)_3F$  относится к группе апатита, обнаружен в составе браунитовых и гаусианитовых руд, где встречается в виде мелких включений в брауните и яковсите. Химический состав характеризуется высоким содержанием фосфора и примесью марганца.

Редкий ванадат редких земель *уэксфилдит*  $(REE)(VO_4)$  относится к группе ксенотима и в рудах месторождения Ушкатын-III представлен цериевой, лантановой и неодимовой разновидностями. Образует зерна неправильной формы совместно с яковситом, марганцевыми гуммитами, марганцевыми карбонатами и марганцевым хлоритом.

*Пиробелонит*  $PbMn(VO_4)(OH)$  диагностирован в составе всех типов марганцевых руд. В гаусманитовых руд он встречается в виде включений в саркините, а также в виде отдельных включений в яковсит-карбонатной массе. В браунитовых агрегатах пиробелонит может заполнять мелкие трещины и интерстиции между зернами браунита. В составе пиробелонита присутствует постоянная примесь мышьяка, часто содержится кальций.

Таким образом, наши исследования, позволяют надеяться на дальнейшие находки редких минералов в марганцевых рудах месторождения Ушкатын-III, а также других месторождений Жайремского рудного узла. Диагностированный на сегодняшний день на месторождении набор редких минералов уже приближают его к таким всемирно известным минералогическим памятникам природы, как месторождения Лонгбан и Стерлинг-Хилл.

*Работы проведены с использованием аналитических возможностей ресурсных центров СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования», «Микроскопии и микроанализа» и «Геомодель».*

## Литература

Брусницын А.И., Перова Е.Н., Верецагин О.С., Бритвин С.Н., Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Иванов А.В. Барит-свинцово-цинковые и железо-марганцевые месторождения Жайремского рудного узла: геологическая экскурсия в Центральный Казахстан. // Минералогия, 2018. 4(3). С. 82–92.

Vereshchagin O., Britvin S., Perova E., Brusnitsyn A., Polehovskiy Yu, Shilovskikh V., Bocharov V, Ate van der Burgt, Cuchet St., and Meisser N. Gasparite-(La),  $La(AsO_4)$ , a new mineral from Mn ores of the Ushkatyn-III deposit, Central Kazakhstan and metamorphic rocks of the Wanní glacier, Switzerland // American Mineral. 2019 (In press)

---

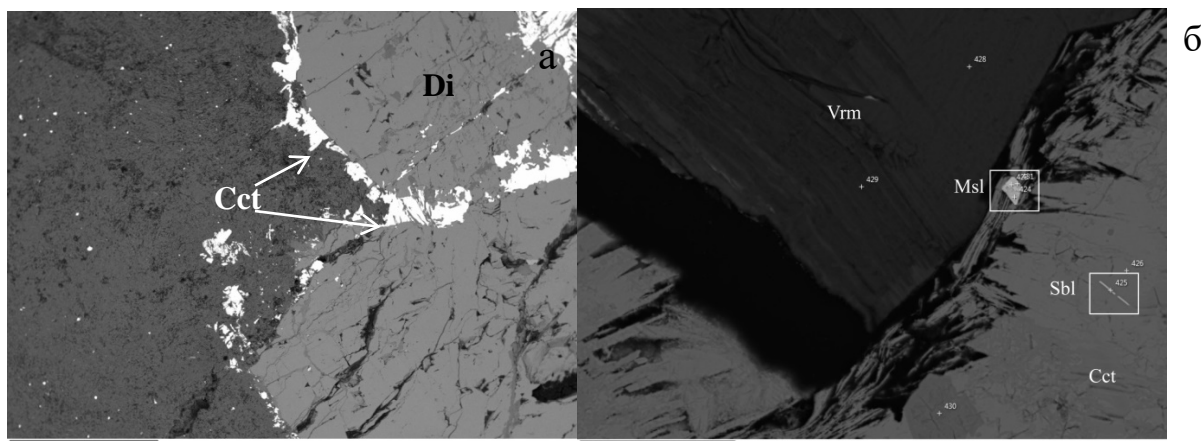
**Перхурова В.А., Антонов А.А., Осипов А.С.**  
Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия,  
vikt.perhurova@gmail.com

## ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ИЗМЕНЕННЫХ РУДНЫХ ПИРОКСЕНИТОВ КОНДЕРСКОГО МАССИВА И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ МИНЕРАЛЫ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ.

Кондерский кольцевой щелочно-ультраосновный массив – крупное месторождение платины. Коренная благороднометаллическая минерализация связана с несколькими типами оруденения. Первый тип достаточно хорошо изучен. Он связан с шпировидными телами хромитов, распространенными в пределах центрального штока дунитов и представлен преимущественно изоферроплатиной (Mochalov et al., 2014). Другой тип пространственно связан с косъевитами, пироксенитами и флогопитовыми метасоматитами изучен в значительной меньшей степени. Здесь развита разнообразная Pt-Pd минерализация, ассоциирующая

с сульфидами и оксидами меди и другими рудными минералами. Этот тип оруденения представляет как научный, так и промышленный интерес (Гурович и др., 1994).

Принято считать, что поздние щелочные интрузии, хотя и не несут собственной благороднометаллической минерализации, оказали существенное влияние на вмещающие породы и сыграли важную роль в перераспределении элементов платиновой группы (ЭПГ). Одним из продуктов такого гидротермально-метасоматического воздействия явились измененные рудные пироксениты. Протолитом для них послужили косьвиты – или титаномагнетитовые клинопироксениты, сложенные диопсидом, флогопитом, титаномагнетитом и апатитом (Гурович и др., 2016). Минеральный состав измененных рудных пироксенитов, имеет свои особенности и отличается от состава первичной породы. Помимо типичных для косьвитов диопсида, флогопита и апатита в них присутствуют продукты их изменения: вермикулит, сапонит, несколько видов амфиболов. Химический состав пироксенов и амфиболов отражает воздействие щелочных пород. Для них характерно повышенное содержание натрия. Кроме того, в рудных пироксенитах присутствуют небольшие амфибол-цеолитовые прожилки (рис. а). В их минеральном составе диагностированы натровые цеолиты, амфиболы и пироксены (Са-томсонит, эгирин), а также минералы стронция и циркония (стронадельфит, Sr-томсонит), что может говорить о генетической связи амфибол-цеолитовых прожилков с щелочными интрузиями.



**Рис. а)** Развитие халькозина по границе амфибол-цеолитового прожилка и по трещинам в диопсиде и флогопите; **б)** изометрические выделения масловита (Msl) в сростании с соболевскитом (Sbl) и в трещинах и краевой части халькозина (Cct).

В экзоконтактовых участках щелочных интрузий диагностировано большое разнообразие минералов. Главные минералы альбит и нефелин замещаются анальцимом и натролитом, встречаются реликты пектолита, лампрофиллита и гидроксилканкринита. Помимо главных минералов в образцах присутствуют достаточно редкие минералы (фторапатит, стронадельфит, стронцианит). Диагностирована Y-Zr-Ti фаза, которая может являться новым минеральным видом из группы цирконолита.

Среди рудных минералов особенно распространены сульфиды, (халькозин, халькопирит, борнит) (рис. а). При этом не обнаружено типичного для рудных пироксенитов титаномагнетита. Вместо него встречается хромит и магнетит. Минералы находятся в ассоциации с сульфидами или заполняют межзерновое пространство в нерудной матрице. В краевых частях зерен выявлены единичные находки карролита, галенита и кобальтита. Их присутствие связывают с возможным очищением сульфидов от микропримесей никеля и кобальта, при нагреве и повторной перекристаллизации. Возможным следствием прогрева рудных пироксенитов дайками поздних щелочных пород, являются поздние ориентированные выделения халькопирита в борните, которые также отмечены в породах из зоны окисления рудных пироксенитов.

Благороднометаллическая минерализация (табл.) приурочена к медносульфидным образованиям и амфибол-цеолитовым прожилкам. Минералы палладия (соболевскит), платины (масловит) и серебра находятся в виде вростков в сульфидах, либо в их краевых частях (рис. б). Также платина и палладий обнаружены во флогопитовых пегматитах, которые образовались при метасоматической переработке рудных пироксенитов.

**Таблица.** Нормированные на 100 % анализы соболевскита (1–11), Te–Pt–Bi фазы (12–14) и масловита

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Pd	37.61	37.49	37.71	37.20	37.62	36.72	37.33	36.91	37.16	35.53	36.83	-	-	-	-
Te	20.64	21.66	19.47	16.62	17.42	18.01	26.06	18.04	21.04	12.93	22.26	47.88	47.12	47.99	28.01
Bi	41.74	40.84	42.81	46.18	44.96	45.27	36.62	45.05	41.80	51.54	40.91	12.43	12.38	11.71	36.09
Pt	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	39.68	40.50	40.29	35.90

На наш взгляд, все вышесказанное позволяет делать предположение о связи между гидротермально-метасоматическими процессами воздействия щелочных интрузий на рудные пироксениты, при формировании благороднометалльной минерализации в ассоциации с сульфидами.

### Литература

Гурович В. Г., Землянухин В. Н., Емельяненко Е. П., Каретников А. С., Квасов А. И., Лазаренков В. Г. «Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива» // Наука, Москва, 1994. 176 с.

Гуревич Д. В., Полонянкин А. А. «Сульфидные полиминеральные Pt–Pd руды массива Кондёр, Хабаровский Край: геологическая позиция.» // Материалы Всероссийской конференции с международным участием: Проблемы геологии и эксплуатации месторождений платиновых металлов. СПб: Изд-во СПГУ, 2016. С. 27.

Mochalov A. G., Golovkin S. A., Petrov S. V // 12th International Platinum Symposium Field Trip 2: PGM placer deposits and their sources in the ultramafic and alkaline rocks of the concentrically zoned Kondyor massif, Far East, Russia. Yekaterinburg, Urals, Russia. 2014.

---

---

*Плотинская О. Ю., Ковригина С. В.*

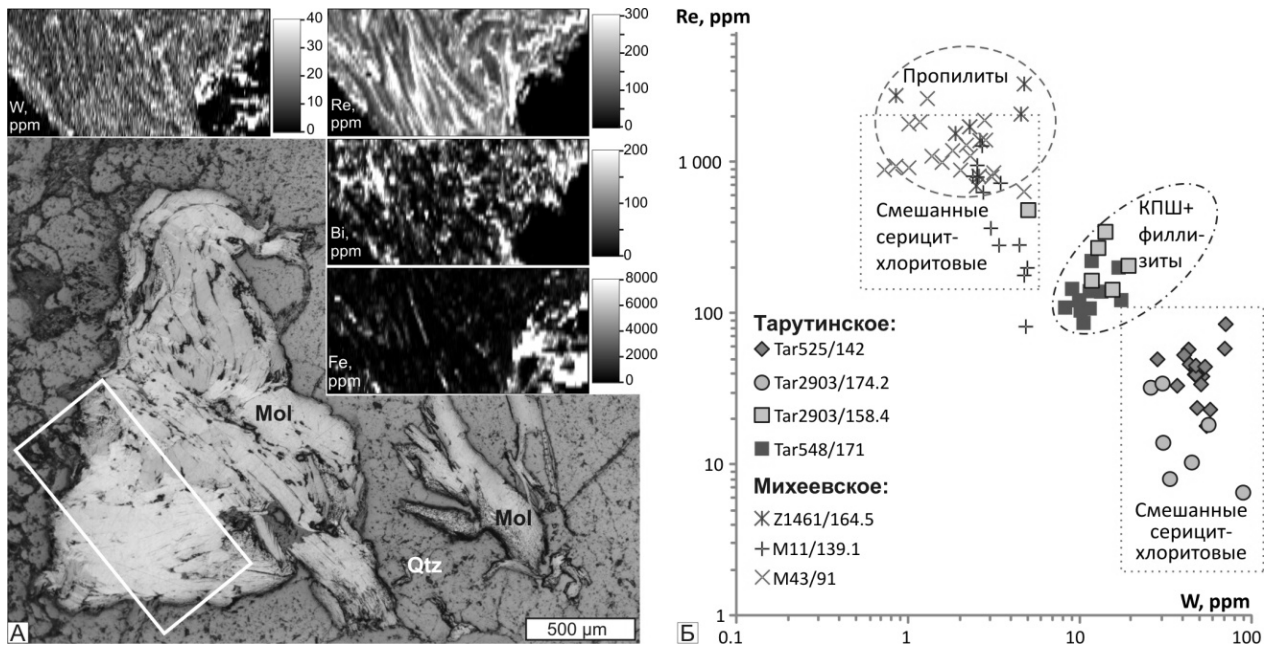
*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,  
Москва, Россия, plotin-olga@ya.ru*

### МОЛИБДЕНИТ СКАРНОВЫХ И МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА

В работе представлены первые данные о химическом составе молибденита месторождений Тарутинско-Новониколаевской металлогенической зоны (Южный Урал), полученные при помощи масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и лазерным пробоотбором (LA-ICPMS). Изученные месторождения приурочены к Катенинскому вулcano-плутоническому поясу и генетически и пространственно связаны с габбро-диорит-плагиогранитными интрузивами, которые относят к Михеевскому комплексу (D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>) (Пужаков и др., 2013). **Тарутинское** медно-скарновое месторождение приурочено к Южно-Крамьсовскому плагиогранитному массиву, внедрившемуся в девонские вулcanoгенно-осадочные породы. Массив сложен кварц-амфиболовыми диоритовыми порфиритами, кварцевыми диоритовыми порфиритами и плагиогранодиоритами. Эпидотовые, пироксеновые, гранатовые и магнетитовые скарны с пирит-халькопиртовой минерализацией развиты по реликтам мраморизованных известняков в пределах массива. Минерализация порфирирового типа (кварцевые прожилки с пиритом, халькопиритом и молибденитом) встречается крайне редко и связана, предположительно, с поздними жильными телами гранитов и гранит-порфиров (Грабежев и др., 2004). **Михеевское** медно-порфирировое месторождение расположено в 50–60 км южнее Тарутинского. Оруденение локализовано в вулcanoгенно-осадочных породах и приурочено к поясу даек кварцевых диоритов, гранодиоритов и плагиогранодиоритов и их порфирировых разностей (Белгородский и др., 1991). Прожилково-вкрапленная рудная минерализация (пирит, халькопирит, реже борнит и молибденит) окружена ореолом биотитизации, серицитизации и пропилитизации.

Изучение содержаний элементов-примесей в молибдените проведено на квадрупольном масс-спектрометре Thermo Xseries с лазерной приставкой New Wave 213 (ЦКП «ИГЕМ-аналитика», аналитики Абрамова В. Д. и Ковригина С. В.). При измерениях применялись следующие режимы: частота – 20 Гц, плотность энергии – 4–7 Дж/см<sup>2</sup>, скорость – 5 мкм/сек, диаметр лазера от 40 до 65 мкм. Анализ проводился на Fe<sup>57</sup>, Co<sup>59</sup>, Ni<sup>60</sup>, Cu<sup>65</sup>, Zn<sup>66</sup>, As<sup>75</sup>, Se<sup>77</sup>, Mo<sup>95</sup>, Ag<sup>107</sup>, Cd<sup>111</sup>, Sb<sup>121</sup>, Te<sup>125</sup>, W<sup>182</sup>, Re<sup>185/187</sup>, Pb<sup>206/208</sup>, Bi<sup>209</sup>, в качестве внешних стандартов использовались ро\_stc (ИГЕМ РАН), UQAC и MASS1C, в качестве внутреннего – S<sup>33</sup>.

Содержания всех элементов-примесей в молибдените сильно варьируют даже в пределах отдельных зерен (рис. А). Большая часть элементов (Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Ag, Cd, Sb, Te, Pb, Bi) образует в молибдените минеральные включения. Молибденит изученных месторождений заметно различается по содержаниям основных элементов-примесей – Re и W. Наиболее высокие содержания Re (более 100 ppm) установлены на Михеевском месторождении, особенно в молибдените, сопровождающемся пропилитизацией, а самые низкие (менее 85 ppm) – на Тарутинском месторождении в образцах со смешанными серицит-хлоритовыми изменениями (рис. Б, таблица). Для последних характерны высокие содержания W (более 30 ppm). В целом, несмотря на то, что оба месторождения приурочены к одному интрузивному комплексу, химизм молибденита в них не обнаруживает заметного сходства. Это, по-видимому, связано с тем, что молибденитовая минерализация Тарутинского месторождения связана с другим этапом магматической активности в регионе.



**Рис.** Молибденит Тарутинского месторождения (обр. Tar548/171) и распределение содержаний основных элементов-примесей в нем (А) и вариаций содержаний Re и W (Б) в молибдените месторождений Тарутинское и Михеевское.

**Таблица.** Вариации содержаний основных элементов-примесей в молибдените из месторождений Тарутино и Михеевское

Образец	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Ag	Cd	Sb	Te	W	Re	Pb	Bi
<b>Месторождение Тарутинское, Tar2903/174.2 (n=7), смешанные серицит-хлоритовые изменения</b>															
min	3.60	0.3	<п.о.	7.30	1.96	62.4	382	0.5	29.5	0.10	<п.о.	26	6.6	4.4	0.6
max	900	2.3	2.49	256	13.1	76.2	470	6.7	39.2	0.7	4.9	89	34.5	113	14.4
ср. геом.	61.4	0.6	—	38.7	3.81	67.7	414	1.6	33.4	0.16	—	41	14.8	25.3	4.5
<b>Tar525/142 (n=17), смешанные серицит-хлоритовые изменения</b>															
min	120	2.6	1.5	8.3	5.5	57.8	169	1.8	20	0.3	1.8	28	18	18	10
max	1410	31.1	11.4	39.2	13.8	78.1	268	18.5	27	2.7	25.2	71	85	661	174
ср. геом.	490	7.5	5.0	20.5	8.3	68.6	190	6.5	24	1.1	8.8	48	41	116	51
<b>Tar2903/158.4 (n=6), калишпатизация с наложенной филлитизацией</b>															
min	104			18	24	8	272	0.2	7.6	0.6	<п.о.	5	144	18	8
max	212	<п.о.	<п.о.	43	68	16	508	2.4	14.4	6.6	9.6	19	484	332	62
ср. геом.	148			29	40	11	392	0.7	10.6	1.8	—	12	247	71	24
<b>Tar548/171 (n=11), калишпатизация с наложенной филлитизацией</b>															
min	52	0.8	0.4	26.5	8.4	62	191	8.7	22.3	0.5	<п.о.	8.2	87	820	34
max	820	11.3	3.1	158	15.6	80	280	143	32.0	6.6	5.2	17.4	223	3620	190
ср. геом.	268	4.0	1.0	63.1	11.5	70	224	22	26.4	1.9	—	11.5	132	1688	81
<b>Месторождение Михеевское, M43/91 (n=17), пропилитовые изменения</b>															
min	268	1.3	<п.о.	212	71.6	<п.о.	156	1.0	2.0	<п.о.	<п.о.	0.7	648	3.4	2.2
max	6160	26.8	13.2	4080	408	8.8	848	12.8	41.6	3.3	124	4.7	2672	24.0	27.2
ср. геом.	1812	6.0	—	773	158	—	445	3.3	9.5	—	—	1.7	1179	8.9	7.4
<b>M11/139.1 (n=12), смешанные серицит-хлоритовые изменения</b>															
min	85	2.0	2.2	67.0	26.0	<п.о.	124	9.6	11.3	0.4	11.0	2.4	83.0	4.1	2.4
max	2210	9.0	14.2	266	240	8.7	278	42.0	28.0	4.0	87.0	4.9	1300	13.9	10.9
ср. геом.	414	3.9	4.8	131	103		200	21.7	18.1	1.3	31.7	3.3	427	7.7	4.7
<b>Z1461/164.5 (n=17), смешанные серицит-хлоритовые изменения</b>															
min		<п.о.		35.0		19.0	162	0.4	8.3			0.8	707	1.5	0.6
max	н.о.	2.5	н.о.	590	н.о.	25.0	355	4.3	18.9	н.о.	н.о.	4.7	3340	29.0	4.3
ср. геом.		—		87.4		22.2	257	1.4	13.2			2.4	1605	4.4	1.9

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты №№ 19-05-00254 и 19-05-00476). Авторы благодарны А.И. Грабежеву за предоставленные



образцы, В.Д. Абрамовой за анализы на LA-ICPMS и коллективам АО «Михеевский ГОК» и АО «Полиметалл» за содействие при полевых работах.

## Литература

Грабежнев А.И., Сотников В.И., Белгородский Е.А. и др. Кислотное выщелачивание в скарново-медно-порфировых системах: Тарутинское месторождение, Южный Урал // Геология рудных месторождений. № 6. 2004. С. 510–523.

Белгородский Е.А., Черкашов С.А., Грабежнев А.И., Шаргородский Б.М. Медно-порфировый Новониколаевский рудный узел. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 54с.

Пужаков Б.А., Савельев В.П., Кузнецов Н.С. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист N-41–Челябинск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 415с.

---

---

Помазанский Б.С., Иванов А.С., Антонова Т.А., Тарских О.В., Монхоров Р.В.  
Научно-исследовательское геологическое предприятие АК «АЛРОСА», Мирный, Россия,  
PotmazanskiyBS@alrosa.ru

### ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ПИКРОИЛЬМЕНИТА ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ ЗАРНИЦА (ЯКУТИЯ)

Кимберлитовая трубка Зарница находится в 23 км к востоку от г. Удачный Республика Саха (Якутия) в пределах Далдынского кимберлитового поля. Ассоциация индикаторных минералов кимберлитов (ИМК) трубки Зарница представлена пикроильменитом, оливином, гранатом и муассонитом. Пикроильменит является преобладающим ИМК и встречается как в виде вкрапленников, так и в основной массе породы (Силаев и др., 2008, Алымова и др., 2004 и др.). В ходе исследований кимберлитов глубоких горизонтов трубки Зарница нами установлено наличие зерен фазово-гетерогенного пикроильменита (рис. 1, табл.). Он характеризуется наличием реакционной полиминеральной ассоциации в периферийной части зерен и структур распада исходного гематит-гейкилит-ильменитового твёрдого раствора во внутренней части зерен.

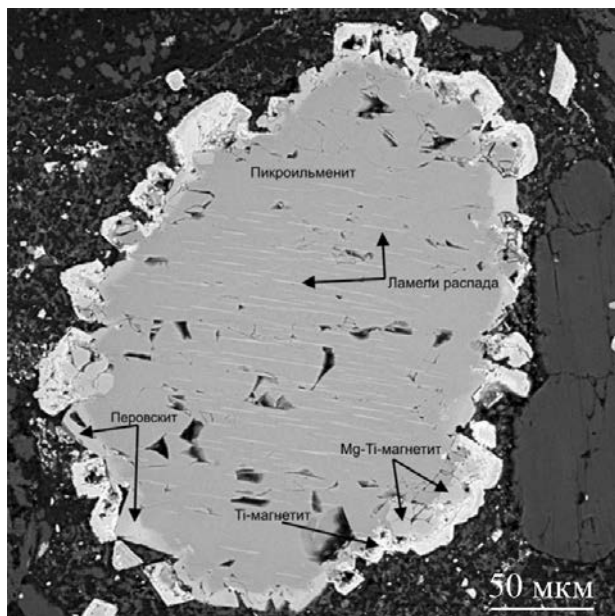


Рис. 1 Зерно пикроильменита с структурами распада твердого раствора и реакционной каймой

Полиминеральная реакционная ассоциация периферии состоит из зерен *перовскита*, *Mg-Ti-магнетита* и *Ti-магнетита*. *Перовскит* либо контактирует с окружающей зерно силикатно-карбонатной матрицей породы, либо отделен от нее *Ti-магнетитом*. Реже перовскит представлен реликтами внутри зерен *Ti-магнетита*. Перовскит выделяется повышенным содержанием ниобия и РЗЭ, отсутствующих в составе замещающего зерна пикроильменита и сложных оксидов реакционной каймы.

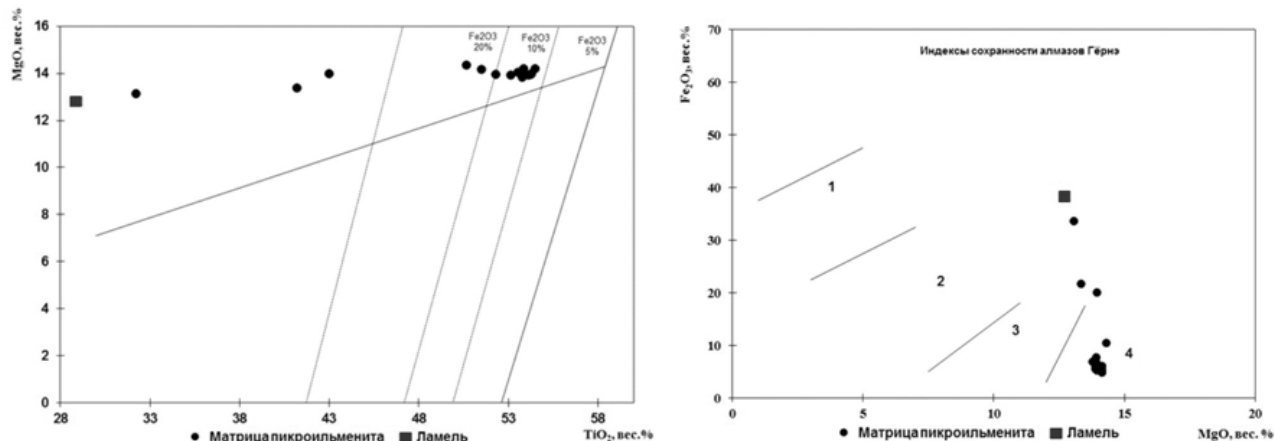
**Таблица.** Химический (масс. %) состав фаз, ассоциирующих с пикроильменитом

Пространственное положение	Фаза	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	CaO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	FeO	NiO	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	P3Э	Сумма
Реакционная кайма	Перовскит	1.20	0.00	0.30	0.00	36.00	52.00	0.30	0.00	1.90	0.00	3.50	4.10	99.00
	Mg-Ti-магнетит	0.00	13.85	5.81	0.10	0.19	19.33	7.59	0.93	50.08	0.17	0.00	0.00	98.04
	Ti-магнетит	0.02	1.33	0.13	0.38	0.54	31.04	0.19	4.04	56.73	0.02	0.00	0.00	94.42
Область структур распада твёрдого раствора	Матрица пикроильменита	0.06	14.01	0.44	0.32	0.24	53.35	2.25	0.48	27.94	0.12	0.00	0.00	99.21
	Ламель	0.09	12.73	5.02	0.07	0.17	28.87	15.09	0.50	36.38	0.15	0.00	0.00	99.07

Примечание: данные РСМА, аналитик Иванов А.С.

*Mg-Ti-магнетит* представлен отдельными зёрнами в области реакционной каймы, непосредственно контактирует пикроильменитом и в большинстве случаев отделен от силикатно-карбонатной матрицы окружающей породы зоной *Ti-магнетита*. Его химический состав отличается от состава ламелей в матрице пикроильменита внутренней части зерен в 1.5 раз более высоким железом и в 2 раза меньшей концентрацией хрома.

Внешняя фаза реакционной каймы представлена *Ti-магнетитом*. Этот минерал пространственно чаще тяготеет к области развития *Mg-Ti-магнетита*. Внутренняя часть зёрен характеризуется наличием ламелей распада твёрдого раствора в матрице пикроильменита. Расчет P-T параметров с использованием (Ащепков, 2018) показывает, что ильменит был сформирован при температуре около 1144°C, и давлении 53–61 кбар. Ламели характеризуются гейкилит-гематитовым составом. Относительно матрицы в ламелях установлено резкое понижение концентраций титана и рост – хрома и алюминия.



**Рис. 2** Диаграммы MgO – TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – MgO: состав пикроильменита в точках замеров перпендикулярного простиранию ламели профиля

Микропрофилирование прилегающей к ламели области перпендикулярно простиранию ламелей, показывает увеличение содержания железа с одновременным изменением кристаллической структуры с ильменитовой на шпинелевую (рис. 2). Это свидетельствует о заметном повышении активности кислорода в момент распада твердого раствора.

Появление каймы в периферийной части зёрен пикроильменита связывают с реакционным взаимодействием с окружающим кимберлитовым расплавом (Афанасьев и др., 2001, Геншафт, Илупин, 1982, Клопотов и др., 1984, Хмельков, 2005). Однако, нами установлено, что перовскит каймы отделен от породы сплошной зоной сложных оксидов. Минерал обогащён Nb и P3Э, отсутствующими и в замещаемом пикроильмените, и в прилегающей породе. Известно, что перовскит иногда является неустойчивым минералом в высокобарных и высокотемпературных условиях в окружении кимберлитового расплава (Chakhmouradian, Mitchel, 2000, Литвин и др., 2018). Распад перовскита приводит к появлению рутила. Но, нами рутил не зафиксирован, что исключает его реакционное взаимодействие с кимберлитовым расплавом. Положение перовскита под реакционной каймой может свидетельствовать о высокой активности Ca в глубинных условиях, более ранних относительно процесса появления сложных оксидов реакционной каймы. На следующей стадии образовался *Mg-Ti-магнетит*. Наблюдаемые пространственные соотношения фаз перовскита, ламелей и *Mg-Ti-магнетита* подтверждает выводы о, вероятно, мантийной среде распада твёрдого раствора, появления перовскита и *Mg-Ti-магнетита* (Силаев и др., 2008). Влияние кимберлитового расплава в приповерхностных условиях выражено в замещении ильменита титаномагнетитом внешней реакционной каймы. В целом эволюция процессов минералообразования представляется в следующем виде: глубинный мантийный гомогенный пикроильменит → {глубинный метасоматоз: появление перовскита, *Mg-Ti-магнетита*, появление структур распада твердого раствора} → {взаимодействие агрегата с кимберлитовым расплавом с появлением *Ti-магнетита* каймы}.

## Литература

- Альмова Н.В., Костровицкий С.И., Иванов А.С., Серов В.П.* Пикроильменит из кимберлитов Далдынского поля // ДАН, 2004. № 6. с. 799–802.
- Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П.* Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов // Новосибирск : Издательский дом "Манускрипт", 2001. с. 276.
- Ащепков И.В.* Строение и эволюция литосферной мантии Сибирской платформы и ее складчатого обрамления (по данным термобарометрии и геохимии глубинных включений мантийных магм) // Дисс. на соиск. д. геол.-мин. наук. Новосибирск : ФГБУН ИГМ СО РАН, 2018. с. 575.
- Геншафт Ю.С., Илупин И.П.* Каймы изменения ильменитов в кимберлитах // Минералогический журнал. 1982. Т. 4. с. 79–84.
- Клопотов В.И., Малов Ю.В., Овсянников Е.А.* Реакционные каймы на пикроильменитах из кимберлитов // Геохимия. 1984. № 10. с. 1466–1472.
- Литвин Ю.А., Бовкун А.В., Гаранин В.К.* Взаимодействие минералов титана и их расплавов с алмазообразующими средами (опыты при 7-8ГПа) // Геохимия. 2018. № 2. с. 160–174.
- Силаев В.И., Тарских О.В., Сухарев А.Е., Филиппов В.Н.* Келифитизация мантийного пикроильменита на примере трубки Зарница // Вестник УрО. 2008 г. № 5. с. 5–10.
- Хмельков А.М.* О генезисе кайм на пикроильменитах Тайгикун-Нембинского кимберлитового поля // Геология и геофизика. 2005. № 2. с. 198–205.
- Chakhtouradian A.R., Mitchell R.H.* Occurrence, alteration patterns and compositional variation of perovskite in kimberlites [Article] // Canad. Miner. 2000. Vol. 38. p. 975–994.

*Пономарева Н.И., Бочаров В.Н., Борисова В.А.,  
Борисова Е.А., Машкин Д.А., Михайлов В.В.*

*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия, n\_ponomareva@mail.ru*

### АКВАМАРИН ИЗ СУПРУНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ, РОССИЯ)

Настоящее сообщение посвящено результатам изучения флюидных включений в аквамарине из пегматитов Супруновского месторождения (Вост. Сибирь, Россия), которое было открыто в 1981 г. в северо-западном Прибайкалье, к северу от Казачинска. Пегматитовая жила залегает в биотит-амфиболовых гнейсах. Она имеет зональное строение. Пегматиты Супруновского месторождения относятся к мусковит-микроклиновому типу (берилл-мусковитовому по А.И. Гинзбургу) (Киевленко и др., 1982; Юргенсон, 2001).

Аквамарин в пегматитах представлен кристаллами зеленовато-голубого цвета, размером до 7 см. Основная масса его приурочена к кварцевому ядру в центральной её части. Кристаллы берилла сильно трещиноваты, замутнены из-за большого количества флюидных включений (рис.1).

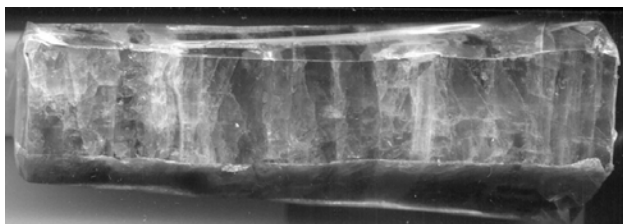


Рис. 1. Кристалл аквамарина. Размер 7 x 1.5 см.

**Методы исследования.** Изучение аквамарина и включений в нём проведено с помощью поляризационного микроскопа Leica DM4500 P, снабженного цифровой камерой Leica DFC 495. Кроме того, детальные исследования этих минералов и микроанализ присутствующих фаз проводилось на электронном микроскопе Hitachi TM 3000 Quanta в РЦ Микроскопии и микроанализа.

Исследования состава включений проводились на рамановском спектрометре Horiba LabRam HR800 при 50-кратном увеличении объектива.

Регистрация спектров комбинационного рассеяния выполнена в спектральном диапазоне 4000–100 см<sup>-1</sup>. Источником возбуждения служил аргоновый лазер 514.5 нм с мощностью 1–50Вт. Калибровка прибора осуществлялась по Si-эталоны (520.7 см<sup>-1</sup>). Использовалась дифракционная решетка 1800 ш/мм, диаметр конфокального отверстия 300 мкм. Время накопления данных от 2 до 10 сек. с количеством повторов от 2 до 15.

Гомогенизация флюидных включений проводилась с помощью микроскопа Olympus BX53f, снабженного термокамерой Linkam THMS600. Измерения проводились при 50-кратном увеличении объектива в интервале температур 22.7–380 °С. Скорость нагрева 10°С/мин. Погрешность измерений порядка  $\pm 7$  °С

**Результаты исследований.** Микроскопические исследования аквамарина выявили в нём большое количество неравномерно распределённых флюидных включений. Размер их варьирует от 50 до 80 мкм. Для исследований были выбраны наиболее крупные включения (80 мкм), предположительно, первичные. Форма их овальная, реже остроугольная.

По агрегатному состоянию включения многофазовые, содержащие, как правило, газовую фазу, жидкость и две или более твердых фазы (рис.2). Включения характеризуются различным коэффициентом наполнения ( $K_n$ ) от 0.4 до 0.8, который был рассчитан по формуле:  $K_n = S_{ж}/S_v$ , где  $S_{ж}$  – площадь жидкой фазы,  $S_v$  – площадь вакуоли.

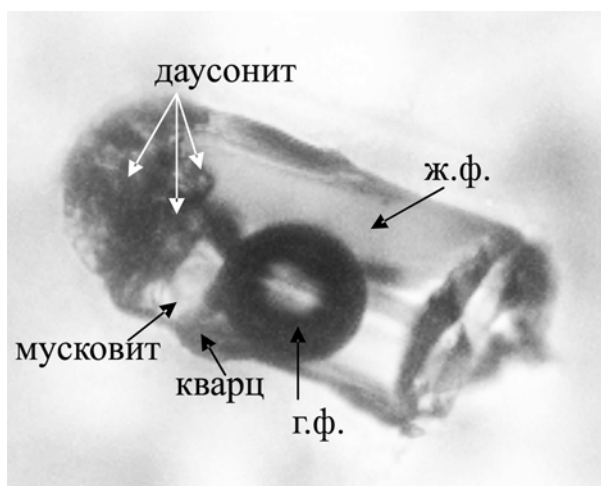


Рис. 2. Многофазное включение в аквамарине.  
Размер включения 0.07 мм

Доля газовой фазы во включениях ( $X_g$  %) так же варьирует (от 15 до 30 %).  $X_g = (S_g/S_v) * 100\%$ . Газовая фаза во включениях состоит в основном из паровой  $H_2O$  и небольшого количества  $CO_2$ .

Жидкая фаза во включениях представлена преимущественно жидкой  $H_2O$ , содержащей ионы  $(SO_4)^{2-}$  и  $(CO_3)^{2-}$ , (Frezzotti et al., 2012).

Твердые фазы во включениях идентифицированы как даусонит  $NaAl(CO_3)(OH)_2$ , кварц и мусковит.

Гомогенизация газовой-жидких включений в аквамарине происходила в жидкую фазу при температуре  $330 \pm 50$  °С. Следовательно, можно сделать вывод о том, что минералообразующей средой для аквамарина был гидротермальный раствор, содержащий ионы  $(SO_4)^{2-}$  и  $(CO_3)^{2-}$ . Газовая фаза представляла собой паровую  $H_2O$ , обогащенную  $CO_2$ .

Флюидные включения в аквамарине имеют разнообразный состав твердых фаз: встречается кварц, мусковит, карбонат – даусонит. При этом их нахождение во включениях не постоянно, кроме того, в вакуоли могут присутствовать несколько зерен одного и того же минерала. По-видимому, они являются дочерними фазами.

### Литература

Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н., Гаврилов А. П. Геология месторождений драгоценных камней. М.: Недра, 1982. 279 с.

Юргенсон Г.Л. Ювелирные и поделочные камни Забайкалья. Новосибирск: Наука, 2001. 390 с.

Frezzotti, M. L., Tesce F., Casagli A. Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis // In Journal of Geochemical Exploration 2012. 112. P. 1–20.

## **ПРИРОДНЫЙ СЕЛЕНИТ ЖЕЛЕЗА – МАНДАРИНОИТ: НОВЫЕ СПЕКТРОСКОПИЧЕСКИЕ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ**

Интерес к изучению геохимии и минералогии селена в условиях окружающей среды связан с важной биологической ролью этого элемента и токсичностью его соединений. В окислительных обстановках они обладают довольно высокой подвижностью и способны накапливаться в подземных и поверхностных водах, что представляет существенную опасность для здоровья человека.

Геохимические особенности поведения селена и формы его нахождения рассмотрены на примере системы Fe–Se–H<sub>2</sub>O. В восстановительных условиях в этой системе образуются минералы ферроселит, джаркениит (имеющие один и тот же химический состав FeSe<sub>2</sub>) и ашавалит (FeSe), а в окислительных условиях – самородный селен и минерал мандариноит, представляющий собой водный селенит Fe(III). Относительно точной формулы мандариноита существуют разногласия – в литературе приводятся формулы Fe<sub>2</sub>(SeO<sub>3</sub>)<sub>3</sub>·4H<sub>2</sub>O (Dunnetal., 1978) и Fe<sub>2</sub>(SeO<sub>3</sub>)<sub>3</sub>·6H<sub>2</sub>O (Hawthorne, 1984). Кроме того в химической литературе есть сведения и о других возможных кристаллогидратах, содержащих 1, 3, 5 молекул воды.

В ходе работы были изучены образцы двух селенитов железа, синтезированные при температуре 50–110°C (Fe<sub>2</sub>(SeO<sub>3</sub>)<sub>3</sub>·3H<sub>2</sub>O) и 30°C (аналог мандариноита, для которого в дальнейшем было уточнено содержание воды). Идентификация полученных фаз выполнялась методами рентгенофазового анализа, рентгеноспектрального микроанализа, ИК- и рамановской спектроскопии. Области термической устойчивости и содержание воды были определены в ходе комплексного термического анализа и высокотемпературной дифрактометрии. Установлено, что синтетический аналог мандариноита представляет собой водный селенит железа, содержащий 5 молекул воды. Его дегидратация начинается в интервале температур около 60–80°C, т.е. он является стабильной фазой в условиях окружающей среды, но очень неустойчив при нагревании. На основании полученных результатов и литературных данных о структуре мандариноита его формула, вероятно, может быть записана как Fe<sub>2</sub>(SeO<sub>3</sub>)<sub>3</sub>·(6-x)H<sub>2</sub>O, где *x* принимает значения от 0 до 1 (Holzheidetal., 2018).

В литературе найдена единственная работа, посвященная рамановской спектроскопии природного образца мандариноита (Frost, Keefe, 2009). Полученные нами спектры синтетического аналога мандариноита и Fe<sub>2</sub>(SeO<sub>3</sub>)<sub>3</sub>·3H<sub>2</sub>O заметно отличаются от данных этой статьи. Наибольшие отличия проявляются в области валентных колебаний селенит-иона SeO<sub>3</sub><sup>2-</sup>. Если в природном образце наиболее интенсивная полоса отвечает симметричному колебанию  $\nu_1$ , то в обоих синтетических образцах селенита железа более интенсивно проявляются полосы антисимметричного колебания  $\nu_3$ . При этом частоты симметричных колебаний в синтетических образцах смещены в область больших волновых чисел, а антисимметричных – напротив, в область меньших. Эти различия заставили нас несколько раз повторить измерения рамановских спектров для различных синтезированных образцов, но результаты каждый раз получались практически одинаковыми. Сравнив спектры природных образцов мандариноита (Frost, Keefe, 2009) и другого природного селенита – халькоменита, CuSeO<sub>3</sub>·2H<sub>2</sub>O (Frost, Keefe, 2008), а также спектр синтетического аналога халькоменита (Bocharovetal., 2017), мы обратили внимание на их несомненное сходство, причем во всех областях спектра. Возможно, причина отличий полученных нами спектров синтетических образцов селенита железа от спектра природного образца заключается именно в этом – авторы работы (Frost, Keefe, 2009) изучали образец, содержащий одновременно халькоменит и мандариноит (из публикаций можно сделать вывод, что это один и тот же образец из Боливии, месторождение Эль Драгон), и можно предположить, что они в обеих работах получили спектры халькоменита.

Оценить теоретическую возможность образования того или иного минерала в зависимости от параметров минералообразующей среды и установить области устойчивости различных форм исследуемых химических элементов можно с помощью термодинамических расчетных методов. Для подобных расчетов с участием растворов необходимы достаточно надежные значения произведений растворимости (ПР) кристаллизующихся в системе твердых фаз. Произведение растворимости селенита железа впервые было определено в работе (Чухланцев, Томашевский, 1957), однако в ней не было надежной идентификации твердой фазы, поскольку целью работы являлось не изучение фазовых равновесий, а установление оптимальных условий для количественного осаждения из раствора селенит-ионов. Еще одна работа, посвященная определению произведения растворимости селенита железа, была выполнена Raietal. в 1995 г. Однако, как было установлено позднее, вещество, синтезированное в этой работе, представляет собой не аналог мандариноита, а другой кристаллогидрат селенита железа – Fe<sub>2</sub>(SeO<sub>3</sub>)<sub>3</sub>·3H<sub>2</sub>O, и, следовательно, полученное значение ПР характеризует растворимость именно этого соединения.

Нами была определена растворимость обоих синтезированных селенитов железа в растворах с разными значениями pH (от 1 до 3), длительность эксперимента составила 15 и 30 суток. По окончании эксперимента осадок отделяли центрифугированием и фильтрованием, высушивали на бумажном фильтре и исследовали методом порошковой рентгенографии для подтверждения того, что в ходе эксперимента состав

твердой фазы не изменился. Концентрации Fe и Se в насыщенных растворах определяли методом ICPMS. Эти концентрации затем были использованы для расчета активностей различных частиц Se и Fe в растворе и для последующего расчета с их помощью произведения растворимости. Полученные значения ПР мандариноита селенита железа  $\text{Fe}_2(\text{SeO}_3)_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$  были добавлены нами в базу данных программы термодинамического моделирования.

С помощью программного комплекса Geochemist's Workbench для системы Fe–Se–H<sub>2</sub>O рассчитана диаграмма Eh–pH при 25°C, давлении 1 атм и значениях активностей Se и Fe, отвечающих их концентрациям в зоне окисления сульфидных месторождений. Как показывают результаты расчетов, в системе Fe–Se–H<sub>2</sub>O при этих условиях присутствуют следующие формы нахождения селена:

- $\text{FeSe}_2$ , ферроселит (или джаркениит) – при отрицательных значениях Eh и в широком интервале pH;
- FeSe (возможно, ашавалит) – при еще более отрицательных значениях Eh и в узком диапазоне pH, отвечающем условиям щелочной среды;
- мандариноит – в кислой среде, при высоких положительных значениях Eh и высокой активности Se;
- самородный селен – в широком диапазоне pH и при промежуточных значениях Eh.

При высоких положительных значениях Eh и в широком интервале pH (>5) селен присутствует в виде ионов  $\text{HSeO}_3^-$ ,  $\text{SeO}_3^{2-}$ ,  $\text{SeO}_4^{2-}$ , которые могут накапливаться в водной фазе. При этом наибольшей подвижностью и способностью к накоплению обладают ионы  $\text{SeO}_4^{2-}$ , т.к. селенит-ионы сорбируются оксидами железа, также образующимися в системе Fe–Se–H<sub>2</sub>O.

*Работа выполнялась с использованием оборудования ресурсных центров “Геомодель” и “Рентген-дифракционные методы исследования”.*

### Литература

- Чухланцев В.Г., Томашевский Г.П. Растворимость селенитов некоторых металлов. Журн. аналит. химии, 1957. Т.12. С.296–301.
- Bocharov V.N., Charykova M.V., Krivovichev V.G. Raman spectroscopic characterization of the copper, cobalt, and nickel selenites: Synthetic analogs of chalcocomenite, cobaltomenite, and ahlfeldite. Spectroscopy Letters. 2017. Vol. 50. P. 539–544.
- Dunn P.J., Peacor D.R., Sturman B.D. Mandarinoite, a new ferric-iron selenite from Bolivia // Canadian Mineralogist. 1978. Vol. 16. P. 605–609.
- Frost R.L., Keeffe E.C. Raman spectroscopic study of the selenite mineral mandarinoite  $\text{Fe}_2\text{Se}_3\text{O}_9 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ . Raman spectroscopy. 2009. Vol. 40. P. 42–45.
- Frost R.L., Keeffe E.C. Raman spectroscopic study of the selenite minerals – chalcocomenite  $\text{CuSeO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , clinochalcocomenite and cobaltomenite Raman spectroscopy, 2008, Vol. 39. P. 1789–1793.
- Hawthorne F.C. The crystal structure of mandarinoite,  $\text{Fe}^{3+}_2\text{Se}_3\text{O}_9 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$  // Canadian Mineralogist. 1984. Vol. 22. P. 475–480.
- Holzheid A., Charykova M.V., Krivovichev V.G., Ledwig B., Fokina E.L., Poroshina K.L., Platonova N.V., Gurzhiy V.V. Thermal behavior of ferric selenite hydrates ( $\text{Fe}_2(\text{SeO}_3)_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{Fe}_2(\text{SeO}_3)_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ ) and the water content in the natural ferric selenite mandarinoite // Chemie der Erde. 2018. Vol. 78. P. 228–240.
- Rai D., Felmy A.R., Moore D.A. The solubility product of crystalline ferric selenite hexahydrate and the complexation constant of  $\text{FeSeO}_3^+$ . J. Sol. Chem. 1995. Vol. 24. P. 735–752.

---

---

**Потапов С.С.<sup>1</sup>, Червяцова О.Я.<sup>2</sup>, Паршина Н.В.<sup>1</sup>, Киселёва Д.В.<sup>3</sup>,  
Червяковская М.В.<sup>3</sup>, Карпова С.В.<sup>3</sup>, Чередниченко Н.В.<sup>3</sup>, Дбар Р.С.<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>Институт минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, Миасс, Россия, s\_almazov@74.ru,

<sup>2</sup>Природный государственный заповедник «Шульган-Таш, Иргизлы, Россия

<sup>3</sup>Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

<sup>4</sup>Институт экологии Академии наук Абхазии, Сухум, Абхазия

### МИНЕРАЛЬНЫЕ СОЛИ, ОБРАЗУЮЩИЕСЯ ИЗ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД МЕСТОРОЖДЕНИЯ КЫНДЫГ В АБХАЗИИ

Природный источник минеральных высокотермальных вод находится в селе Кындыг Очамчирского района недалеко от столицы Абхазии г. Сухум. Кындыг – природный комплекс, состоящий из скважин с минеральной водой для питья и открытых минеральных источников для принятия ванн, гидромассажа, целебных грязей. Температура воды в месте, где она вырывается из недр земли, составляет 110 °С. Из скважин по металлическим и пластиковым трубам и желобам вода стекает в бассейны, охлаждаясь до 40–45 °С.

Минерализованные горячие воды Кындыга при излиянии из скважин на поверхность образуют карбонатные соли (Потапов, Червяцова и др., 2018; Потапов, Киселёва и др., 2018; Potapov et al., 2019). Феномен гидротермального минералогенеза заинтересовал нас, и в августе 2017 г. мы побывали на месторождении Кындыг. В мае и августе 2018 г. дополнительно отобраны образцы минеральных солей и термальных вод месторождения на предмет изучения их макро- и микрохимического состава и изотопии стронция  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

В серии исследованных образцов были соли и пробы воды, отобранные в мае-августе 2018 г. на трех объектах (Кындыг-1, Кындыг-2 и Кындыг-3). Кындыг-1: вода К-1-1 на изливе из трубы (температура ~100 °С, 2 образца); вода К-1-2 с этого же объекта (скважины), но на удалении в 50-60 метрах (температура ~40 °С, 2 образца). Кындыг-2: вода К-2-1 отобрана из ручья, текущего из скважины (температура ~100 °С, 2 образца); вода К-2-2 отобрана в пруду отстойнике в 20 метрах от скважины (температура ~25 °С, 1 образец). Кындыг-3: вода К-3-1 из скважины, отобрана из разрыва фланцевого соединения трубы (температура ~100 °С, 1 образец).

Из минерализованных слабощелочных хлоридно-кальциево-натриевых вод месторождения Кындыг в трубах и на поверхности земли, куда изливается вода, образуются мощные отложения минеральных солей. Толщина корок составляет от первых см до 10 см и более. Корки от серого, белого, жёлтого до оранжевого цвета. Корки имеют полосчатую, шестоватую и радиально-шестоватую текстуру. Белые корки более плотные, однородные, мелкозернистые. Жёлтые и оранжевые корки сложены менее плотными агрегатами расщеплённо-шестоватых минеральных супериндивидов. Шестики легко отделяются друг от друга, особенно, когда корки находятся во влажном состоянии – в водной среде.

Для диагностики минералов, слагающих солевые коры, использовался дифрактометр ДРОН-2.0,  $\text{CuK}\alpha$ -излучение (ИОУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс, оператор Е.Д. Зенович). Для визуализации, изучения морфологии и элементного состава минеральных солей применялся сканирующий электронный микроскоп TESCAN Vega 3 с энергодисперсионным спектрометром X-АСТ (Oxford Instruments) в Институте проблем сверхпластичности металлов РАН, г. Уфа (оператор И.И. Мусабиров).

Пробоподготовка и анализ микроэлементного и изотопного состава стронция проведены в блоке чистых помещений с классами чистоты 6 и 7 ИСО (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург). На всех стадиях анализа использовалась ультрачистая деионизованная вода MilliQ (18.2 МОМ•см<sup>-1</sup>). Все используемые кислоты дополнительно очищались методом дистилляции при температуре, не доходящей до точки кипения (sub-boiling distillation). Перед анализом образцы солей были истёрты вручную в яшмовой ступке. Образцы солей массой порядка 100 мг растворяли в 14М  $\text{HNO}_3$  в тefлоновых бюксах. К полученным после разложения растворов добавляли 15 мл 0.5 %  $\text{HNO}_3$ , количественно переносили в полипропиленовые контейнеры и добавляли 10 мкг/л индия (элемента внутреннего стандарта), а затем доводили до метки ультрачистой водой. Контрольные (холостые) пробы приготовлены описанным выше способом, но без добавления материала пробы. К образцам воды добавляли индий.

Для изотопного анализа стронций из растворенных проб и воды был хроматографически выделен с использованием смолы Triskem Sr-Spec (Sr) согласно. Измерения изотопного состава стронция проводили на мультиколлекторном магнито-секторном масс-спектрометре с двойной фокусировкой Neptune Plus (Thermo Fischer). Для стронция использовали метод брекетинга (SSB) по схеме «стандарт-образец-образец-стандарт» с использованием NIST SRM 987. Для оценки правильности и долговременной воспроизводимости измерительной процедуры использовали стандарт изотопного состава стронция NIST SRM 987:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710266 \pm 8$  (1SD, N=23).

В составе солевых отложений установлены минералы класса карбонатов: арагонит и кальцит. В некоторых образцах встречается механическая примесь кварца. Агрегаты солей сложены преимущественно арагонитом и представляют собой каркас из стростков соломоподобных псевдогексагональных динопризматических кристаллов с копьевидной вершинкой, часто расщеплённых. Такая форма типична для арагонита и отражает морфологию двойников и/или тройников прорастания по плоскости (110). При больших увеличениях видно, что кристаллы арагонита имеют широкие борозды вдоль удлинения и многочисленные минеральные микросферолитовые обрастания на плоских гранях кристаллов, которые сложены кальцитом.

Содержания стронция в воде составляют от 3.8 до 6.2 мг/л. Изотопные отношения стронция  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в термальных водах варьируют в диапазоне 0.7065-0.7072. Содержания стронция в карбонатах довольно высокие и варьируют от 2600 до 6400 г/т, за исключением нескольких образцов; изотопные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в них изменяются в диапазоне 0.70283 – 0.70737 (рис.). Установлено, что отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в термальных водах Кындыга значительно отличаются от современной морской воды и воды Черного моря. Они располагаются довольно близко к изотопным отношениям стронция в осадках побережья Черного моря (0.7075-0.7076), но их более низкие значения могут быть обусловлены влиянием субщелочных базальтов неоген-четвертичных магматических пород Большого Кавказа (0.7041). Следовательно, состав термальных вод Кындыга определяется скорее изотопными характеристиками пород, через которые проходит вода, чем влиянием морской воды. Также следует отметить различия (превышающие погрешность определения) в изотопном составе термальной воды из различных мест отбора проб (на различном удалении от источника) с различными температурами. Изотопный состав отлагающихся солей отличается от термальных вод: для карбонатов характерны более низкие значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

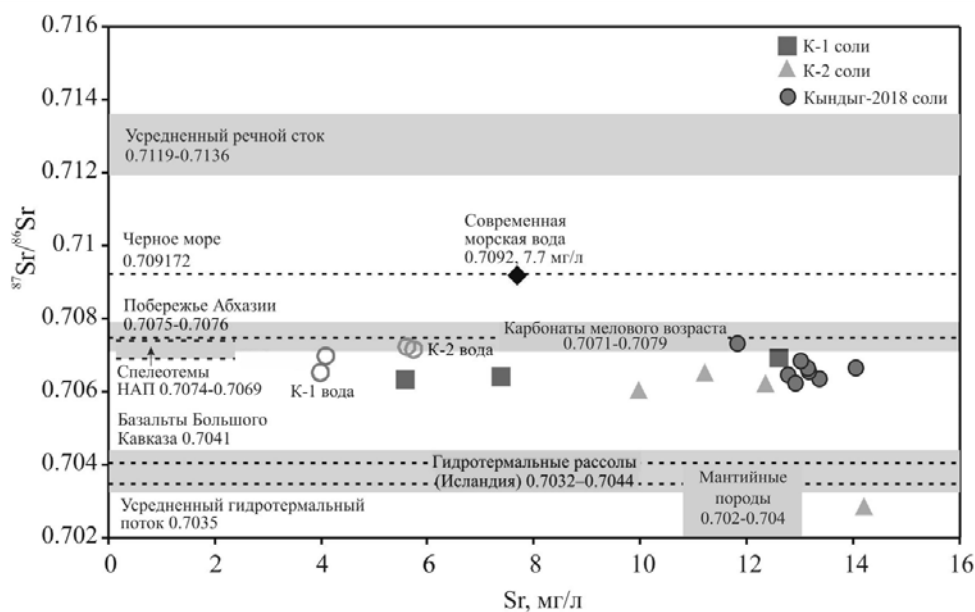


Рис. Диаграмма  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  для исследованных образцов термальных вод и отлагающихся из них карбонатов.

Исследования микроэлементного и изотопного состава стронция выполнены в ЦКП «Геоаналитик» в рамках темы № 0393-2016-0025 государственного задания ИГГ УрО РАН.

Работа поддержана грантом РФФИ № 19-55-40005 Абх\_а «Генетические типы карстогенеза прибрежных карбонатных массивов Абхазии».

#### Литература

Потапов С.С., Червяцова О.Я., Паршина Н.В., Васильев С.К. (2018). Минеральные соли из термальных вод месторождения Кындыг (Республика Абхазия, Западный Кавказ) // IX Всероссийская молодежная научная конференция «Минералы: строение, свойства, методы исследования». 5-8 февраля 2018 г. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2018. С. 151–157.

Потапов С. С., Киселёва Д. В., Червяцова О. Я., Паршина Н. В., Зайцева М. В., Карпова С. В., Чередниченко Н. В. Месторождение термальных вод Кындыг в Республике Абхазия: изотопно-геохимические особенности и состав отлагающихся из них минеральных солей // XXIV Всероссийская научная молодёжная конференция «Уральская минералогическая школа–2018». К 200-летию со дня рождения академика Н. И. Кокшарова. 15-17 октября 2018 г. Екатеринбург: Альфа-Принт, 2018. С. 154–161.

Sergey S. Potapov, Olga Ya. Chervyatsova, Natalya V. Parshina, Sergey K. Vasil'yev. (2019). Mineral Salts from the Thermal Waters of the Kyndyg Deposit (the Republic of Abkhazia, the Western Caucasus) // «Minerals: structure, properties, methods of investigation – 9th Geoscience Conference for Young Scientists, Ekaterinburg, Russia, February 5-8, 2018». «Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences». 2019. P. 183–193.

Прибавкин С.В.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия, pribavkin@igg.uran.ru

#### АССОЦИАЦИЯ АПАТИТ–АНГИДРИТ–СУЛЬФИД В ДЕВОНСКИХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОДАХ ЕКАТЕРИНБУРГА (СРЕДНИЙ УРАЛ, РОССИЯ)

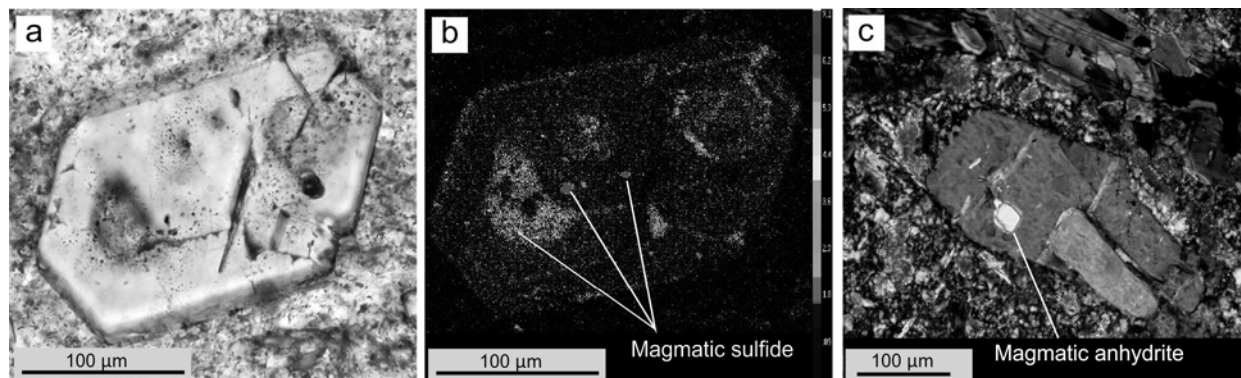
Ассоциация апатита с магматическим ангидритом, сульфидом известна в лавах промежуточного состава современных извержений вулканов Тихоокеанского огненного кольца: Пинатубо, Эль-Чичон, Ласкар, Невадо-дель-Руис, Шевелуч и др., а также в древних магматических породах среднего и кислого состава Азии, Северной и Южной Америки: Эль-Тениенте, Санта Рита, Игл Маунтин, Каджон Пасс, Кулонг и др. Присутствие данной ассоциации в породах является прямым свидетельством повышенного содержания серы в магмах и имеет важное значение при поисках рудных месторождений.

На Урале порфиры с микрофенокристами апатита, ангидрита выявлены при составлении геологической карты города Екатеринбурга в 1959–1966 г. и привлекли внимание уникальностью



ассоциации вкрапленников (Vertushkov, 1960; Avdonina, Pribavkin, 2013; Pribavkin et al., 2013, 2014). Помимо преобладающих плагиоклаза, амфибола, биотита, кварца, в них встречаются вкрапленники магматического эпидота, ангидрита, апатита, граната, мусковита, калишпата, Zn-ильменита. Эти породы образуют рой даек, насчитывающий около 40 тел. Химический состав пород отвечает низкотемпературным водным расплавам среднего и кислого состава, образованным в островодужной обстановке, переходной к окраинно-континентальной.

Апатит образует микрофенокристы, а также включения во вкрапленниках. Его химический состав отвечает гидроксил- и фторапатиту. По распределению серы выделяется два типа кристаллов. Первый тип встречается в дайках среднего состава, локализованных в западной части дайкового поля. Он характеризуется наличием зоны с высоким содержанием серы – до 1.5 % SO<sub>3</sub> и несколько повышенным хлором до 0.2 % (рис.).



**Рис.** Минеральные включения и распределение серы в кристаллах апатита.

a – высокосернистый апатит со множественными сульфид-флюидно-расплавными включениями, b – зональность апатита в характеристических лучах серы, c – включение ангидрита в низкосернистом апатите.

Центральные и краевые зоны таких кристаллов обладают низким содержанием этих элементов. Вхождение серы в структуру апатита может быть описано следующими схемами изоморфизма:  $2P^{5+} = S^{6+} + Si^{4+}$  и  $P^{5+} + Ca^{2+} = S^{6+} + Na^{+}$  с преобладанием первой. Особенностью богатого серой апатита является обилие первичных высокоминерализованных флюидно-расплавных включений, содержащих микрокристаллы пирротина и алабандина. Последние, характеризуются величиной мольной доли FeS, равной 0.94–0.95 и 0.14–0.15 соответственно. Эти значения в соответствии с данными (Тулмин, Бартон, 1968; Kitakaze, 2016) позволяют оценить температуру кристаллизации сульфидов в 300–400 °С. Такая оценка температуры равна минимальному значению температуры гомогенизации флюидных включений во вкрапленниках апатита и кварца и доказывает кристаллизацию сульфидов из высокосернистого флюида. Второй тип кристаллов апатита встречается во всех дайковых телах как среднего, так и кислого состава. Распределение серы в таком апатите носит низкоамплитудный ритмичный характер, меняясь в пределах 0.05–0.3 % SO<sub>3</sub> и плавно снижаясь от центра к краям кристаллов. Минеральные включения размером до 10 мкм представлены кристаллами пирротина с величиной мольной доли FeS, равной 0.97–0.98, но чаще ангидритом. Вкрапленники последнего размера до 1 мм обычно выщелочены или замещены вторичными минералами, а содержащиеся в них многочисленные включения представлены как сернистым, так и бессернистым апатитом.

В заключение следует отметить, что апатиты обогащенные серой и содержащие обильные флюидно-расплавные включения, могли быть образованы в связи с продувкой расплава сернистым флюидом. Последующее растворение флюида в расплаве, снижение его температуры и окисление, вызвало растворение сульфидов и появление ангидрита, ассоциированного с низкосернистым апатитом. Расчет содержания серы в расплаве, находящемся в равновесии с богатым серой апатитом, согласно данным (Baker, Moretti, 2011), оценивается в 500–1500 ppm, в равновесии с ангидритом в 20–150 ppm. Общее содержание в магмах привнесенной флюидом серы по нашим оценкам могло составлять более 2500 ppm.

*Работа выполнена в рамках темы АААА-А18-118052590034-0 государственного задания ИГГ УрО РАН.*

## Литература

Прибавкин С.В., Авдонина И.С. Магматический ангидрит и апатит в эпидот-содержащих порфирах Среднего Урала // Литосфера. N. 4. 2013. С.62–72.

Вертушков Г.Н. Морфологические типы порфировых вкрапленников кислого плагиоклаза из биотит-плагиоклазового порфира г.Екатеринбург // Труды Горно-Геологического института УФАИ СССР. Вып. 35. Минералогический сборник N. 4. 1960. С.201–209.

Прибавкин С.В., Авдонина И.С., Замятин Д.А., Главатских С.П. Mn-Zn-содержащий ильменит в порфирах Среднего Урала // Записки РМО. Ч. 143. Вып. 1. 2014. С.59–67.

Тулмин П., Бартон П.Б. Термодинамическое исследование пирита и пирротина // Термодинамика постмагматических процессов. М.: Мир, 1968. С.182–229.

Baker R., Moretti R. Modeling the solubility of sulfur in magmas: a 50-year old geochemical challenge / In: Behrens H, Webster JD (eds) Sulfur in Magmas and Melts: Its Importance for Natural and Technical Processes // Rev. Mineral. Geochem. Vol. 73. Mineral. Soc. Am. 2011. P.167–214.

Kitakaze A. Phase relation of some sulfide system-(3) // Mem. Fac. Eng. Yamaguchi Univ. V. 68. 2016. № 1. P.1–31.

Pribavkin S.V., Avdonina I.S., Zamyatin D.A. Mineralogy, conditions of crystallization and melt generation of epidote-bearing porphyries from the Middle Urals, Russian Federation // Mineral. Petrol. V. 107. 2013. P.125–147.

---

---

**Радомская Т.А.<sup>1,2</sup>, Канева Е.В.<sup>1,2</sup>, Шендрик Р.Ю.<sup>1,3</sup>, Чубаров В.М.<sup>1,2</sup>, Владыкин Н.В.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Институт геохимии им А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, [taniaojigova@mail.ru](mailto:taniaojigova@mail.ru),

<sup>2</sup>Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск, Россия

<sup>3</sup>Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

### **ГАКМАНИТ В ПЕГМАТИТАХ МАССИВА ИНАГЛИ (АЛДАНСКИЙ ЩИТ)**

Массив Инагли на Алданском щите представляет собой рудоносный объект, с которым связаны месторождения хромдиопсида и вермикулита, а также крупные россыпные месторождения элементов платиновой группы и в меньшей степени золота. Центральная часть массива сложена на 70–80 % ультраосновными породами (большой частью дунитами), а остальной объем представлен К-щелочными породами, расположенными по периферии. Пегматитовые тела выполняют радиальные трещины в центральной части дунитового ядра, кольцевые и радиальные трещины на периферии дунитового ядра и частично в зоне щелочных габброидов.

Пегматиты Инаглинского массива по минеральному составу разделяются на три типа: диопсид-ортоклазовые (I тип), амфиболово (эккерманнито)-ортоклазовые (II тип) и микроклин-альбит-амфиболовые (арфведсонитовые) с эгирином и натролитом (III тип) (Ефимов и др., 1963). В керне из скважины глубиной более 800 м, пройденной в дунитах центральной части Инаглинского массива, был обнаружен новый тип пегматитов гакманит-тетраферрифлогопит-ортоклазового состава. Призальбандовая часть пегматита шириной около 1 см сложена мелкозернистыми волокнистыми веерообразными агрегатами рихтерита голубого цвета, ориентированными преимущественно перпендикулярно контакту и мелкими чешуйками тетраферрифлогопита. В подчинённом количестве в этой зоне выявлены мелкие зёрна гакманита. По направлению к центру пегматита размер зёрен гакманита и тетраферрифлогопита увеличивается, появляются зёрна ортоклаза, а рихтерит – исчезает. Тетраферрифлогопит имеет красно-коричневый цвет, под микроскопом плеохроирует по обратной схеме абсорбции ( $N_g < N_m < N_p$ ) от бледно-оранжевого до оранжево-коричневого. Дунит на контакте с пегматитом серпентинизирован, причём прожилки вытянуты вдоль контакта, а волокна серпентина внутри прожилков ориентированы перпендикулярно. Структура аподунитового серпентинита петельчатая.

Серосодержащая разновидность содалита – гакманит  $Na_8Al_6Si_6O_{24}(Cl_2,S)$  в Инаглинском массиве обнаружена впервые. Этот минерал обладает уникальным явлением – фотохромизмом (тенебресценцией) – под влиянием солнечного света яркая розовая окраска минерала мгновенно выцветает и становится серозелёноватой, а под воздействием ультрафиолетового (365 nm) и рентгеновского излучения она восстанавливается. При этом только серосодержащие разновидности содалита люминесцируют оранжевым цветом. Фотохромизм гакманита объясняется присутствием серы, изоморфно замещающей в структуре минерала ионы хлора, но точная форма примеси ( $S^{2-}$ ,  $S_2^{2-}$ ,  $SO_4^{2-}$  и т. д.) до сих пор остаётся предметом дискуссий (Kirk, 1955; Carvalho et al., 2018). Независимо от формы нахождения серы, исследователи сходятся во мнении относительно механизма явления – для компенсации заряда двухвалентного аниона серы или комплексного сульфатного аниона образуется вакансия хлора, на которую под воздействием ультрафиолетового или рентгеновского излучения происходит фотоиндуцированный перенос электрона с образованием пары ( $S^{\cdot-}$ ,  $S_2^{\cdot-}$ ,  $SO_4^{\cdot-}$  и т. д.) и вакансии хлора, захватившей электрон (F-центр). Полоса поглощения в области 520–560 нм, обусловленная переходами в F-центрах, придаёт минералу окраску после облучения. Медленное фото- или термически-активированное возвращение захваченного электрона в (сульфидный, дисульфидный, сульфатный и т.д.) анион обесцвечивает минерал.

Монокристалл гакманита из пегматитов Инаглинского массива и препараты из него были исследованы несколькими методами:

1. Данные порошковой рентгенографии, подтвердившие соответствие структуры исследуемого вещества структуре содалита, были получены с использованием дифрактометра D8 ADVANCE (Bruker), оборудованного скантером сцинтилляционным детектором и зеркалом Гебеля. Обработка данных проводилась с использованием программного пакета DIFFRACplus.

2. Инфракрасные спектры поглощения измеряли с использованием FTIR-спектрометра FT-801 (Simex). Инфракрасные спектры были получены от 5300 до 520 см<sup>-1</sup>. Основные полосы в ИК-спектре гакманита Инагли: 982 см<sup>-1</sup> – симметричное растяжение Al–Si-тетраэдров; 735, 711, 667 см<sup>-1</sup> – влияние связи Al–O и в меньшей степени Si–Al.

3. Спектры оптического поглощения, свечения и возбуждения и ЭПР. Обнаружено, что F-центры практически не образуются при фотоокрашивании и эффективно образуются при рентгеновском окрашивании пластины кристалла. Наиболее эффективно фотоокрашивание происходит в областях трещин. Тем не менее, наблюдается люминесценция S<sup>2-</sup> анионов, характерная для ранее исследованных гакманитов из других месторождений. В ЭПР спектре наблюдаются две полосы, связанные с анионами серы, однако фотоокрашивание в отличие от радиационного не приводит к образованию F-центров.

4. Химический состав гакманита (табл.) определяли методом волноводисперсионного рентгенофлуоресцентного анализа на спектрометре S4 Pioneer (Bruker), оборудованном рентгеновской трубкой с родиевым анодом и рентгенооптической схемой по Соллеру. Истёртый до порошка минерал прессовали на подложке из борной кислоты. Для определения потерь при прокаливании (П.П.П.) порошки отжигали при 950 °С. Данные по химическому составу гакманитов из пегматитов Инаглинского и других щелочных массивов приведены в таблице. Наибольшее сходство по основным компонентам показали составы гакманитов из данной работы и работы (Borgström, 1901). Гакманиты из пегматитов Хибинского и Ловозерского массивов существенно отличаются более низким содержанием Na<sub>2</sub>O и присутствием повышенных концентраций Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO и MgO.

*Таблица. Химический состав гакманитов из разных массивов*

Компонент, мас. %	1	2	3	4	Формульные коэффициенты рассчитаны на 12 катионов (Si + Al)				
					Ионы	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	37.05	36.99	37.11	36.78	Si <sup>4+</sup>	5.99	5.96	6.04	5.89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31.58	31.77	31.11	32.42	Al <sup>3+</sup>	6.01	6.04	5.96	6.11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.05	0.17	1.08	-	Fe <sup>3+</sup>	0.01	0.02	0.13	
FeO	-	-	0.43	-	Fe <sup>2+</sup>			0.06	
MgO	0.09	-	-	0.45	Mg <sup>2+</sup>	0.02			0.11
CaO	0.26	-	-	1.07	Ca <sup>2+</sup>	0.05			0.18
Na <sub>2</sub> O	25.63	25.84	24.12	22.65	Na <sup>+</sup>	8.03	8.08	7.61	7.03
K <sub>2</sub> O	0.14	0.16	0.25	-	K <sup>+</sup>	0.03	0.03	0.05	
S	0.48	0.39	0.77	0.33	S <sup>2-</sup>	0.22	0.18	0.35	0.15
Cl	6.03	6.44	6.92	5.47	Cl <sup>-</sup>	2.02	2.16	2.34	1.82
- O=S	0.24	0.19	0.38	0.16	Примечание: 1 – из пегматита Инаглинского массива (данная работа), 2 – Кольский полуостров (Borgström, 1901); 3 – из пегматита, гора Юкспор, Хибинский массив (Дорфман, 1962), 4 – из пегматита, гора Карнасурт, Ловозерский массив (Власов и др., 1959). * – П.П.П.; н.о. – компонент не определялся, - - ниже пределов обнаружения.				
- O≡Cl <sub>2</sub>	1.36	1.45	1.56	1.23					
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.1*	н.о.	н.о.	1.68					
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>		н.о.	н.о.	0,97					
Сумма	100,86	100,11	99,84	100,42					

Выводы: 1. Выявлен новый тип пегматитов гакманит-тетраферрифлогопит-ортоклазового состава в дунитах Инаглинского массива. 2. Впервые для Инаглинского массива охарактеризована серосодержащая разновидность содалита, обладающая свойствами тенебресценции. 3. На основании спектроскопических исследований установлено, что в объеме зерна гакманита (S<sub>2</sub>)<sup>2-</sup> анионы имеют компенсатор заряда отличный от вакансий хлора. Однако в области границ зерен и трещин вакансии хлора являются зарядокомпенсатором (S<sub>2</sub>)<sup>2-</sup> анионы. С этим связано отсутствие характерной окраски у монокристаллических зерен при фотоокрашивании. 4. Химический состав гакманита Инаглинского массива практически идентичен некоторым гакманитам из пегматитов щелочных массивов Кольского полуострова, отличаясь от них более высоким содержанием натрия и низкими концентрациями железа и магния.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 19-05-00388 А).*

## Литература

- Власов К.А., Кузьменко М.В., Еськова Е.М. Ловозерский щелочной массив / М.: Изд-во АН СССР. 1959. 623 с.
- Дорфман М.Д. Минералогия пегматитов и зон выветривания в ийолит-уртитах горы Юкспор Хибинского массива / М.; Л.: Изд-во АН СССР. 1962. 186 с.
- Ефимов А.Ф., Кравченко С.М., Власова Е.В. К минералогии щелочных пегматитов Инаглинского массива // Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов // Труды. № 16. 1963. С. 141–175.
- Borgström L. H. Hackmanit ett nytt mineral i sodalitgruppen // Geol. Förel. Förh., Stockholm. № 23. 1901. Pp 563–569.
- Carvalho José M., Norrbo Isabella, Ando Rômulo A., Brito Hermi F., Fantinia Márcia C.A. and Lastusaarib Mika Fast, low-cost preparation of hackmanite minerals with reversible photochromic behavior using a microwave-assisted structure conversion method // Chem Commun (Camb). № 54 (53). 2018. Pp 7326–7329.
- Kirk R. D. The luminescence and tenebrescence of natural and synthetic sodalite. // American Mineralogist. № 40. 1955. Pp 22–31.

**Рассомахин М.А., Блинов И.А.**

*Институт минералогии ЮУ ФНЦ МуГ УрО РАН, Миасс, Россия, Miha\_Rassomahin@mail.ru*

### **АРСЕНАТЫ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ХОДНЕЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА, ЮЖНЫЙ УРАЛ**

Месторождение золота Ходнеевское (Ходневское) расположено в Чебаркульском районе Челябинской области. Месторождение представляет собой 12 кварцевых жил с сульфидной минерализацией мощностью 0.1–1.2 метра и протяженностью до 100 метров. Они секуще залегают в Булатовской толще (S<sub>1</sub>–D<sub>1</sub>) переслаивающихся кремнисто-углеродистых сланцев и измененных эффузивов базальтового состава, превращенных в хлоритовые и кварц-серицит-хлоритовые сланцы. Толща содержит линзовидные тела серпентинитов и тальково-карбонатных пород Чебаркульско-Казбаевского комплекса О<sub>2</sub>. Данная толща также вмещает Непряхинский золоторудный узел, представленный многочисленными мелкими кварцевыми жилами, минерализованными в основном пиритом, с золотоносными метасоматическими ореолами различного состава. Образование месторождений Непряхинского узла связывают с внедрением в вулканогенно-осадочную толщу субвуланических дацитов березиновского комплекса (С<sub>1</sub>) (Сначев, Нуртдинов, 2018).

Отработка Ходнеевского месторождения была начата кустарным способом конце 19 - начале 20 вв. Оно было разведано скважинами, глубокими шурфами и штольнями в 1950-х годах трестом Миассзолото. В настоящее время старые выработки задернованы. Материал для исследования был отобран в отвале разведочной штольни глубиной порядка 19 метров. Отвал сложен, в основном, сильно выветрелыми сланцеватыми породами с незначительной примесью обломков жильного кварца и в различной степени окисленных кварц-арсенопиритовых руд.

Основными первичными рудными минералами жил являются арсенопирит и галенит, реже встречаются пирит и сфалерит. Кварц в жилах молочно-белый, непрозрачный или слабо просвечивающий. Золото двух генераций сконцентрировано в виде включений в сульфидах и продуктах их гипергенного изменения (Рассомахин, Блинов, 2019).

Минералого-петрографическое изучение руд и вмещающих пород проводилось с помощью поляризационных микроскопов (Olympus BX51, Zeiss AXIO SCOPE.A1). Определение состава минералов выполнялось на сканирующем электронном микроскопе 3 TESCAN VEGA с ЭДА (ИМин УрО РАН, аналитик И. А. Блинов). Ускоряющее напряжение 20кВ, живое время 120с, мёртвое время 10–15 %. BSE-изображение миметита получено на СЭМ HITACHI S-3400N (аналитик Шиловских В.В., ресурсный центр СПбГУ «Геомодель», г. Санкт-Петербург).

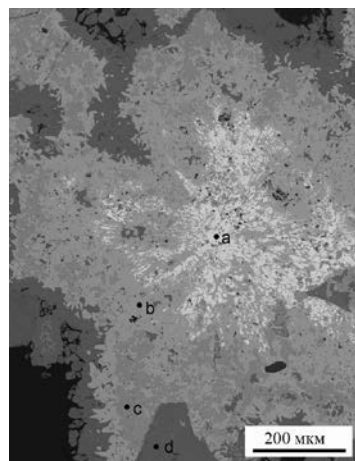
Основными продуктами изменения сульфидов являются лимонит с переменной примесью мышьяка (табл., ан. 7) и скородит Fe<sup>3+</sup>AsO<sub>4</sub>·2H<sub>2</sub>O (табл., ан. 8). В полостях лимонита, скородита, кварца и по трещинам в них развешиваются более редкие арсенаты и сульфоарсенаты – бедантит, сегнитит, миметит, карминит, арсениосидерит, минералы группы фармакосидерита и др.

Минералы серии бедантит–сегнитит PbFe<sup>3+</sup><sub>3</sub>(AsO<sub>4</sub>)(SO<sub>4</sub>)(OH)<sub>6</sub> – PbFe<sup>3+</sup><sub>3</sub>(AsO<sub>4</sub>)(AsO<sub>3</sub>OH)(OH)<sub>6</sub> чаще всего образуют корочки кристаллов размером в доли миллиметра желто-зеленого цвета на кварце. Для них характерно переменное содержание мышьяка и серы, а также примеси Al, Si, P (табл., ан. 3). Миметит

$Pb_5(AsO_4)_3Cl$  в виде бесцветных, белых, желтых, иногда скелетных и корродированных кристаллов удлиненно-призматического гексагонального габитуса также чаще встречается в полостях кварца (рис. 1, 2а). В составе миметита определено незначительное количество Ca (табл., ан. 1). Арсениосидерит  $Ca_2Fe^{3+}_3(AsO_4)_3O_2 \cdot 3H_2O$  образует радиально-лучистые сростки пластинчатых кристаллов коричневато-золотистого цвета в лимоните и скородите, для его состава характерно незначительное количество примесей, чаще это кремний и алюминий, иногда свинец (табл., ан. 4). Фармакосидерит  $KFe^{3+}_4(AsO_4)_3(OH)_4 \cdot 6-7H_2O$ , плумбофармакосидерит  $Pb_{0.5}Fe^{3+}_4(AsO_4)_3(OH)_4 \cdot 5H_2O$ , бариофармакосидерит  $Ba_{0.5}Fe^{3+}_4(AsO_4)_3(OH)_4 \cdot 5H_2O$  (табл., ан. 5) и гидрониумфармакосидерит  $(H_3O)Fe^{3+}_4(AsO_4)_3(OH)_4 \cdot 4H_2O$  (определен Касаткиным А.В., <http://webmineral.ru>) различных оттенков красного, зеленого и желтого встречаются в виде корочек псевдокубических кристаллов на скородите и лимоните (рис. 2а). Помимо изоморфизма в позиции двухвалентного катиона, куда кроме видообразующих элементов встраивается кальций,  $Fe^{3+}$  замещается алюминием, а мышьяк кремнием. Карминит  $PbFe^{3+}_2(AsO_4)_2$  определен по составу (табл., ан. 2). Помимо собственно арсенатов был определен ярозит с примесью мышьяка (табл., ан. 6).



**Рис. 1.** Призматические футляровидные кристаллы миметита со скелетной поверхностью в сростании с ромбоэдрическими кристаллами минерала ряда сегнитит-бедантит.



**Рис. 2.** Строение агрегата арсенатов Ходнеевского месторождения.

**Таблица.** Химические составы минералов Ходнеевского месторождения

№	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	As <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	SrO	BaO	PbO	Cl	Сумма
1a					0.35	0.00	22.69				62.85	2.54	88.43
2b					0.47	23.77	36.77				30.29		91.30
3c	4.58		2.43	0.35	0.22	26.46	24.51	4.78	0.82	0.53	26.03		90.71
4d					14.37	30.97	44.09						89.43
5e	0.57		0.33			32.50	37.20			9.76			80.36
6f				6.15	0.51	45.08	5.26	26.10	0.38				83.48
7g	0.34	2.37	0.32		2.66	54.51	20.08	0.30			1.08		81.66
8						33.02	49.42	0.47					82.91
Кристаллохимические формулы, расчет на (As+P+S)=3 (ан. 1, 4, 5), =2 (ан. 2, 3, 6) и =1(ан. 8)													
1a	$Pb_{4.28}Ca_{0.09}(AsO_4)_3Cl_{1.09}$												
2b	$Pb_{0.85}Ca_{0.05}Fe^{3+}_{1.86}(AsO_4)_2$												
3c	$Pb_{0.76}Sr_{0.05}K_{0.05}Ca_{0.03}Ba_{0.02}Fe^{3+}_{2.16}Al_{0.58}(As_{1.39}S_{0.39}P_{0.22}O_8)(OH)_6$												
4d	$Ca_{2.00}Fe^{3+}_{3.03}(AsO_4)_3O_2 \cdot 3H_2O$												
5e	$Ba_{0.58}Fe^{3+}_{3.72}Al_{0.10}(As_{2.96}P_{0.04}O_{12})(OH)_4 \cdot 5H_2O$												
6f	$K_{0.70}Ca_{0.05}Fe^{3+}_{3.04}(S_{1.75}As_{0.25}O_8)(OH)_6$												
8	$Fe^{3+}_{0.95}(As_{0.99}S_{0.01}O_4) \cdot 2H_2O$												

Примечание: Анализы 1а–4d соответствуют точкам на рис 2а, анализы 5е–7г – точкам на рис 2б.

Внутреннее строение агрегатов (рис. 2) демонстрирует смену одних минералов другими, а также совместный рост некоторых фаз. Так, на рис. 2а видно, как на сросток миметита (точка а) сначала нарастает карминит (точка б), сменяющийся сегнититом (точка с) и завершается рост агрегата арсениосидеритом (точка в). Такая смена фаз может быть обусловлена как последовательным поступлением компонентов (As+Pb – Fe – Ca) в область кристаллизации, так и колебаниями физико-химических параметров среды.

## Литература

Рассомахин М. А., Блинов И. А. Минералогия первичных руд месторождения золота Ходневское, Южный Урал. // Металлогения древних и современных океанов–2019. Миасс: ИМин УрО РАН, 2019. С. 168–172.

Сначев А. В., Нуртдинов А. Ф. Золотоносность углеродистых сланцев южной части Непряхинского рудного узла (Южный Урал) // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. Мат. 12 межрегион. науч.- практ. конф. Уфа, 2018. С. 354–360.

**Савельев Д.Е.<sup>1</sup>, Шиловских В.В.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа, Россия, savl71@mail.ru,

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

### **СИНДЕФОРМАЦИОННОЕ ОБРАЗОВАНИЕ И РОСТ ЗЕРЕН ХРОМШПИНЕЛИДОВ, СВЯЗАННЫЕ С РЕКРИСТАЛЛИЗАЦИЕЙ ПЛАСТИЧЕСКИ ДЕФОРМИРОВАННЫХ ПЕРИДОТИТОВ**

Образование рудных концентраций хромшпинелидов в дунитах офиолитовых комплексов представляет собой крупную петрологическую проблему. Один из минералогических аспектов данной проблемы заключается в определении механизмов образования и роста новых кристаллов хромшпинелидов внутри пластически деформированного силикатного матрикса, представленного агрегатами высокомагнезиальных минералов – оливина и ортопироксена.

В ряде публикаций были описаны тончайшие новообразованные выделения хромшпинелидов внутри кристаллов породообразующих силикатов из перидотитовых ксенолитов и офиолитов (Arai, 1978; Green, Gueguen, 1983; Franz, Wirth, 2000 и др.). Образование их авторы связывают с различными процессами, в числе которых чаще всего рассматриваются метасоматические явления или распад пересыщенного твердого раствора. В то же время, наиболее типичными для офиолитовых перидотитов являются ксеноморфные выделения шпинелидов, за которыми закрепился термин holly leaf («кристаллы в форме листьев падуба»). В большинстве современных гипотез их образование связывается с неравновесной кристаллизацией из расплава, когда хромшпинелид подвергается прогрессирующей резорбции (Mercier, Nicolas, 1975 и др.). Вместе с тем, происхождение кристаллов обоих морфологических типов может быть связано с твердофазными процессами, происходившими одновременно с пластической деформацией силикатного матрикса (Савельев и др., 2017).

Поскольку рудные концентрации хромшпинелидов в мантийных разрезах офиолитов всегда приурочены к самым «слабым» в реологическом отношении минеральным агрегатам – дунитам, то ключевым для понимания их генезиса является детальное изучение начальных стадий процесса образования хромшпинелидов в наименее деплетированных перидотитах. Нами были изучены микроструктурные особенности хромшпинелидов и вмещающих их агрегатов высокотемпературных силикатов – оливина и ортопироксена на примере перидотитов массива Крака, вкрапленных и массивных хромититов того же массива. Локальные структурные и микротектурные данные получены с использованием детектора дифракции отраженных электронов (EBSD) Oxford HKL Nordlys nano, установленного на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N при следующих условиях съёмки: 30 кВ ускоряющее напряжение, 2 нА ток зонда, 25 миллисекунд экспозиция на точку с применением биннинга 4 x 4 пикселя, идентификация и обработка картин дифракции в автоматическом режиме с использованием программы AZtecHKL, построение карт ориентировок и полюсных фигур с помощью пакета программ Oxford Channel5.

Начальная стадия образования новых зерен хромшпинелидов фиксируется преимущественно в массивных перидотитах (лерцолитах) вблизи контакта с дунитовыми телами. Новообразованные хромшпинелиды демонстрируют различные стадии синдеформационного роста, что подтверждается комплексными исследованиями петрографических особенностей пород, сканирующей электронной микроскопии и дифракции обратно-рассеянных электронов. В начальной стадии выделения встречаются в виде стержней или ламелей толщиной 0.1–5 мкм, локализованных вблизи дефектов структуры вмещающих силикатных минералов (оливина и ортопироксена). Более крупные выделения тяготеют к границам зерен и субзерен, их рост ведет к усложнению морфологии и укрупнению выделений путем коалесценции, вызванной минимизацией зернограничной энергии.

Данные микродифракции подтверждают, что захват некоторыми зёрнами хромшпинелидов фрагментов силикатного матрикса (оливинов, ортопироксенов) происходил одновременно с пластическим течением, в твердом состоянии. Заключительной стадией являлось изменение морфологии зерен

хромшпинелидов, ведущее к приобретению ими кристаллографических очертаний, аналогичное процессу сфероидизации в металлических системах (Бунин, Баранов, 1970). Поскольку эвгедральные кристаллы шпинелидов (хромита) типичны только для дунитов, то эта особенность может быть вызвана стремлением системы к снижению поверхностной энергии путем уменьшения площади границ наиболее жесткой фазы внутри двухфазной системы, испытывающей интенсивное пластическое течение.

Общая направленность развития данной минерализации может быть увязана с развитием зон локализации деформации в поднимающемся мантийном диапире, в которых концентрировались агрегаты наиболее слабой в реологическом отношении фазы – оливина, и формировались тела дунитов (Савельев, Федосеев, 2019). По-видимому, дуниты с мелкими эвгедральными зернами хромита являлись динамически равновесными породами зон интенсивного пластического течения. Напротив, ассоциации с пироксенами (более сильной фазой и крупными зернами) становились в этих зонах неустойчивыми.

*Работа выполнена в рамках темы №0246–2019–0078 Госзадания ИГ УФИЦ РАН*

## Литература

- Бунин К.П., Баранов А.А. Металлография. М.: Metallurgy, 1970. 312 с.
- Савельев Д.Е., Пучков В.Н., Сергеев С.Н., Мусабилов И.И. О деформационно-индуцированном распаде энстатита в мантийных перидотитах и его значения для процессов частичного плавления и хромитообразования // ДАН. 2017, Т.276, №2. С. 200–204.
- Савельев Д.Е., Федосеев В.Б. Твёрдофазное перераспределение минеральных частиц в восходящем мантийном потоке как механизм концентрации хромита в офиолитовых ультрамафитах (на примере офиолитов Крака, Южный Урал) // Георесурсы. 2019. Т. 21. С. 31–46. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.31-46>
- Franz L., Wirth R. Spinel inclusions in olivine of peridotite xenoliths from TUBAF seamount (Bismarck Archipelago/Papua New Guinea): evidence for the thermal and tectonic evolution of the oceanic lithosphere // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2000. V. 140: P. 283–295.
- Arai S. Chromian spinel lamellae in olivine from the Iwanaidake peridotite mass, Hokkaido, Japan // Earth and Planetary Science Letters. 1978. V.39. P.267–273.
- Green II H.W., Gueguen Y. Deformation of peridotite in the mantle and extraction by kimberlite: A case history documented by fluid and solid precipitates in olivine // Tectonophysics. 1983. V.92. P. 71–92.
- Mercier J-C.C. Nicolas A. Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts // Journal of Petrology. 1975. V.16. P.454–487.

---

---

*Сагитова А.М., Анисимов И.С., Долотова А.В.*  
*Полиметалл Инжиниринг, Санкт-Петербург, Россия, sagitovaam@polymetal.ru*

## ОПЫТ ВЫДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ КРИТЕРИЕВ ИЗВЛЕЧЕНИЯ МЕТАЛЛОВ В ХОДЕ ГЕОТЕХНОЛОГИЧЕСКОГО ОПРОБОВАНИЯ

Геолого-технологическое картирование применяется как при оценочных работах на месторождениях полезных ископаемых для подсчета запасов и подготовке ТЭО их разработки, так и в ходе эксплуатации месторождений, для уточнения экономических показателей и перспективных изменений в существующей технологии. С его помощью оценивают вариативности состава руд и извлечения металла, выделяют технологические типы руд.

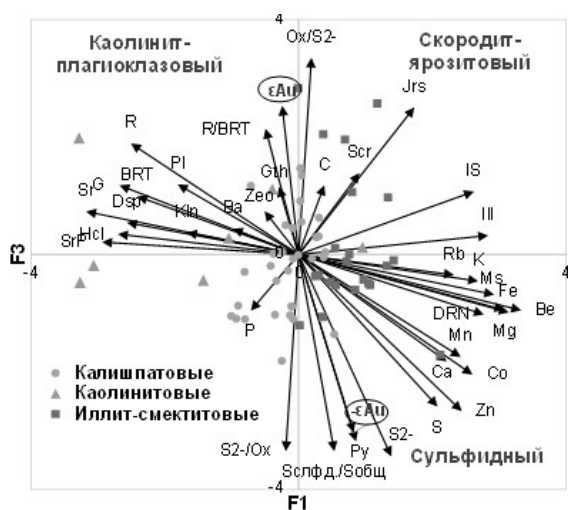
В АО «Полиметалл Инжиниринг» проводились работы по изучению и вариативности состава, и поведения руд при обработке по выработанной технологической схеме для месторождений золота Левобережное, Варваринское, золото-серебряного Приморское, месторождение ЭПГ и меди Викша и медно-цинкового месторождения Саумское.

Работа проводится преимущественно на половинках рядовых керновых проб в несколько этапов. На первом этапе документируются структурно-текстурные особенности руд, минеральный состав, технологически значимые характеристики оруденения (окисление, метасоматические преобразования: окварцевание, хлоритизация, аргиллитизация и др.), проводится фотодокументация и отбор представительных образцов для шлифов и аншлифов. На основании собранных сведений проводится типизация рядовых проб по природным минеральным. Частные пробы могут объединяться или изучаться раздельно для более контрастного выделения типов или после объединения рядовых проб в групповые. После сокращения выделяется представительная навеска для рентгенофазового и химического анализов, на других аликвотах ставятся технологические опыты. Порошковый рентгенофазовый анализ проводится с

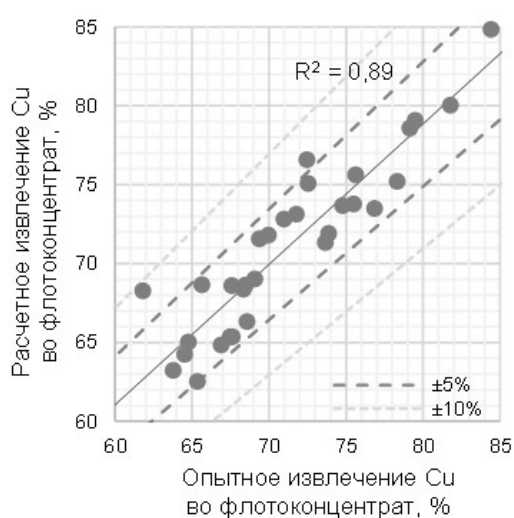
помощью дифрактометра Bruker D8 Advance. Минеральные фазы идентифицируются в программе EVA, анализируются количественно методом Ритвельда в программе TOPAS. Химический анализ, как правило, предполагает многоэлементный методом ICP-MS с полным или частичным растворением проб, силикатный анализ методом ICP-AES, а также пробирный анализ на благородные металлы, снимаются RGB параметры цвета порошковых проб. Изучение может включать в себя геомеханические и геофизические характеристики, технологические опыты в зависимости от выработанной на разведочном этапе технологической схемы: рудо-сортировку, гравитационное обогащение, флотацию, опыты по выщелачиванию и седиментационный анализ.

В результате располагаем данными по химическому и минеральному составу, цвету, физическим свойствам руды, параметрам и результатам технологических опытов, которые сводятся в одну таблицу. При логнормальном распределении параметров и для исключения нормализации на 100 % используем преобразование по Атчисону (Aitchison, 1986). По Пирсоновским коэффициентам корреляции между значениями преобразованных данных в программе Cytoscape строятся схемы ветвящихся связей, отражающие только значимые положительные корреляционные связи. На таких схемах, как правило, выделяются кластера, группирующие признаки проб и показывают их связь с технологическими параметрами извлечения. Например, в месторождении Викша положительные корреляционные связи между золотом, теллуридом и медью указывают на присутствие теллуридов и золота, ассоциирующихся с халькопиритом. По Приморскому серебряному месторождению было показано, что присутствие в пробе бёрнессита и тодорокита увеличивает расход реагентов при цианировании (NaCN, CaO) из-за сорбции щелочей.

С целью сокращения количества переменных-предикторов и выявления основных факторов, определяющих дисперсию признакового пространства, к выборкам применяется метод главных компонент (МГК). В месторождении Левобережное этим методом было выделено три основных минеральных типа пород: калишпатовые, иллит-сметитовые, каолинитовые. Результаты МГК-анализа показали, что окисление пробы (присутствие ярозита, скородита, увеличение «красноты» цвета) существенно влияет на извлечение золота цианированием, а его потери связаны со сростками с сульфидами во всех трех минеральных типах (рис. 1).



**Рис. 1.** Факторные нагрузки и факторные значения проб по фактору породных типов (F1) и фактору окисленности (F3), месторождение золота Левобережное, 61 групповая проба



**Рис. 2.** Сравнение опытного извлечения меди во флотоконцентрат с расчетным по регрессионной модели по 33 групповым пробам месторождения Викша

С целью прогнозирования извлечения металлов на основе химического и минерального состава по выборке в программе юGAS рассчитывается регрессионная модель. В качестве независимых переменных выбираются наиболее значимые параметры состава, выявленные по результатам корреляционного и МГК анализов, зависимой переменной является извлечение металлов (рис. 2). По возможности модель проверяется на результатах исследований групповых технологических проб.

В некоторых месторождениях свойства руд столь контрастны, что требуют нескольких технологий извлечения. При высокой вариативности состава и, как следствие, разных способах обогащения (например, флотация и цианирование), проводится дискриминантный анализ с целью разделения выборки для выявления наилучшего способа извлечения металла. На основе необходимых и достаточных ключевых характеристик состава возможно составление пошаговой схемы, определяющей минеральный тип и, как следствие, наиболее эффективного способа обогащения. Например, на Варваринском месторождении выделено несколько минеральных типов руд: 1) серпентин-хлорит-талковый; 2) карбонат-хлорит-



тальковый; 3) кварц-сульфидный; 4) пироксен-хлорит-пренитовый с гранатом; 5) кварц-полевошпатовый. Установлено, что низкое извлечение золота цианированием связано преимущественно с кварц-сульфидным типом, в котором золото заключено в сульфидах и арсенидах, а высокое извлечение золота цианированием – с серпентин-хлорит-тальковым типом, извлечение золота флотацией демонстрирует обратную картину. Таким образом, определение минерального типа критически важно для направления руды на цианирование или флотацию и наиболее эффективного извлечения металла.

Перечисленные статистические методы анализа данных по пробам геотехнологического картирования отражают минеральные ассоциации, позволяют прямо или косвенно судить о таких технологически важных параметрах как минералы-носители благородных металлов, степень их раскрытия, степень окисленности руды, а также выявлять другие параметры, влияющие на извлечение металлов. Такие параметры могут определяться в производственном процессе с целью оптимизации существующих технологических режимов (степень измельчения, реагентный режим и др.) для более эффективного извлечения металлов.

## Литература

Aitchison J. The statistical analysis of compositional data - London: Chapman and Hall, 1986 – 416 p.

*Садыков С.А.<sup>1</sup>, Потапов С.С.<sup>1</sup>, Червяцова О.Я.<sup>2</sup>, Дбар Р.С.<sup>3</sup>*

<sup>1</sup>Институт минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, Миасс, Россия, sergei\_sadykov@mail.ru

<sup>2</sup>Заповедник «Шульган-Таш», д. Иргизлы, Башкортостан, Россия

<sup>3</sup>Институт экологии Академии наук Абхазии, Сухум

### ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ И КИСЛОРОДА СУЛЬФАТНЫХ МИНЕРАЛОВ ИЗ ПЕЩЕР НОВОАФОНСКАЯ И ШЕКИ-ХЪЕХ НА КАВКАЗЕ

Предметом изучения является изотопный состав серы и кислорода сульфатных отложений (минералов) пещер Кавказа. Целью исследования является построение модели минерало- и спелеогенеза на основе изучения изотопного состава серы и кислорода первичных и вторичных минеральных образований. Отбор образцов и проб сульфатных минеральных образований для исследований проводился в пещерах Новоафонская и Шеки-Хъех. Новоафонская пещера расположена на территории города Новый Афон, Гудаутский район, Республика Абхазия (Червяцова и др., 2016), а пещера Шеки-Хъех находится в долине реки Шаро-Аргун Шатойского района, Чеченской республики, Россия (Потапов и др., 2017).

Изучение спелеогенеза важно не только в фундаментальном смысле, но и в прикладном, поскольку со спелеогенезом нередко сопряжено формирование минеральных месторождений. Как известно, есть несколько агентов спелеогенеза, одним из которых является серная кислота.

Сульфатные минералы в пещерах карбонатного карста имеют один из четырёх возможных источников серы для своего формирования: 1) окисление сульфидов и сульфидных вод, 2) переотложение из морских эвапоритов, 3) разложение гуано летучих мышей, 4) миграция глубинных газов при поствулканической активности (Hill, Forti, 1997).

Достоверно определить источник вещества для формирования гипса, как частного случая образования в пещерах минералов класса сульфатов, в некоторых случаях бывает проблематично. Одним из наиболее информативных способов для установления источника образования сульфатов является изучения изотопного состава серы (Egemeier, 1981; Nose, Pisarowicz, 1999; Seal, 2006).

Минералогические и изотопные исследования выполнены в Институте минералогии УрО РАН (г. Миасс). Определение изотопного состава серы и кислорода проведено на масс-спектрометре DeltaPlus Advantage производства фирмы Thermo Finnigan, сопряженном с элементным анализатором EA Flash1112 и высокотемпературным конвектором EA/TC интерфейсом ConFlo III.

**Новоафонская пещера.** Все исследованные образцы имеют (отбор 2015 года, 8 образцов) лёгкий изотопный состав серы от  $\delta^{34}\text{S}$  -14,33 до -8,83 ‰, CDT. Образцы, отобранные в 2016 году, имеют более лёгкий изотопный состав серы (4 образца), значения изотопных отношений серы равны -32,31; -33,47; -23,23 и -13,41 ‰, CDT. Изотопные данные полностью опровергает гипотезу о морском осадочном происхождении сульфатов, а состав сульфатных минералов пещеры отвечает изотопному составу сульфатов сернокислотных пещер мира (Hill, 1987; Galdenzi et al, 2003; Piccini et al, 2015). Лёгкий изотопный состав серы сульфатов в сернокислотных пещерах является одним из важнейших индикаторов этого процесса и обусловлен фракционированием изотопов при бактериальной сульфатредукции – на этапе генерации  $\text{H}_2\text{S}$ . Таким образом, полученные нами данные подтверждают гипотезу о сернокислотном происхождении сульфатов Новоафонской пещеры.

Изотопный состав кислорода в исследованных образцах имеет обратную направленность, образцы 2015 года имеют более лёгкий значения  $\delta^{18}\text{O}$  от -14.86 до -5.69 ‰, VSMOW, а в образцах 2016 значения  $\delta^{18}\text{O}$  равны -1.33; -0.51; -1.14 и -2.02 ‰, VSMOW. Вариации в изотопном составе кислорода можно объяснить, разными местами отбора.

Аэробное окисление сульфидов, биогенное и/или химическое даёт изотопный состав -15 до 0 ‰, VSMOW (Lloyd, 1968). Изотопный состав кислорода изученных образцов попадает в этот диапазон. Вариации в изотопном составе кислорода можно объяснить, разными местами отбора. Расположение мест отбора образцов влияет на скорость окисления и концентрацию сероводорода, т.е. зависит от динамического режима потока воздуха.

**Пещера Шеки-Хьех.** В этой пещере, наиболее лёгкий изотопный состав имеет кристаллическая самородная сера (-17.27 ÷ -23.97 ‰, CDT). Среднее по пяти образцам равно -21.42 ‰, CDT. Изотопный состав гипса имеет более широкий диапазон значений от -10.09 до -18.22 ‰, CDT. В образце, где сложно было разделить самородную серу и гипс, изотопные отношения имеют значение, близкое среднему значению самородной серы (-21.57 ‰, CDT). Значения изотопного состава в образцах, отобранных из бактериальных матов, имеют следующие данные - 18.32; -17.38 и -6.47 ‰, CDT.

Изотопный состав ионов сульфата в сероводородных водах, питающих пещеру, составляет +11.27 ÷ +15.37 ‰, CDT, что соответствует морским осадочным гипсам. Контрастно-лёгкий изотопный состав в образцах серы и гипса их пещеры является результатом восстановления сульфатных ионов анаэробными бактериями на этапе генерации сероводорода, и исключает прямое (без участия серной кислоты при окислении  $\text{H}_2\text{S}$ ) образование этих минералов за счет кристаллизации из водных растворов. Большой разброс изотопных отношений для серы из образцов гипса, отобранных в разных частях пещеры Шеки-Хьех, можно объяснить кинетическим режимом образования сульфатов. Сернокислотный спелеогенез в пещере происходит «hic et nunc» (т.е. «здесь и сейчас», лат.); этот процесс динамический и действующий, он будет происходить и дальше, внося коррективы в морфологию пещеры и обстановку окружающей среды. Соответственно, будут изменяться изотопные отношения во вновь образующихся серосодержащих минералах.

Изучение изотопного состава серы подтверждает гипотезу о сернокислотном процессе при формировании пещеры Шеки-Хьех. Процесс формирования пещеры ещё не закончен, что показали полевые наблюдения. Дальнейшие исследования пещеры Шеки-Хьех позволят проследить эволюцию изменения морфологии, а также минерального и изотопного состава.

Изотопный состав кислорода в образцах из пещеры Шеки-Хьех имеет широкий диапазон значений от -8.10 до +0.18 ‰, VSMOW (15 образцов). Наиболее тяжёлый изотопный состав кислорода +0,18 ‰, VSMOW в исследованных пробах имеет образец, в котором наблюдалось биогенное вещество, но при этом  $\delta^{34}\text{S} = -18.32$  ‰, CDT. Отдельные кристаллы гипса имеют изотопные отношения от -2.56 до -8.10 ‰, CDT.

Полученные данные для проб из пещеры попадают в диапазон, который может объясняться фракционированием кислорода, полученного из воды. При этом интервал исходного состава  $\text{SO}_4$ , рассчитанный при коэффициентах обогащения относительно гипса  $\epsilon^{18}\text{O}$ :  $\text{SO}_4 - \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} = -2.0 \div -3.6$  ‰ (Lloyd, 1968), перекрывает линию состава исходных вод, что говорит о том, пробы с наиболее лёгким составом наследовали изотопный состав кислорода воды без особого фракционирования. Тем самым можно сделать вывод, что основным окислителем  $\text{H}_2\text{S}$  в пещере Шеки-Хьех являлся кислород воды, что возможно объясняется её относительной изолированностью для циркуляции атмосферного воздуха. Для гипсовых травертинов сероводородных источников, образованных на поверхности, получено положительное значение  $\delta^{18}\text{O} +5.22$  ‰, что указывает на увеличение доли кислорода, полученного от атмосферного воздуха.

Ковариантное поведение изотопного состава серы и кислорода (наличие тренда) указывает на проявление фактора, вызывающего одновременное фракционирование. В работе (Zerkle et al., 2016) отмечено, что на изменение изотопного состава серы между  $\text{H}_2\text{S}$  и  $\text{SO}_4$  оказывает влияние дополнительное фракционирование, зависящее от скорости окисления  $\text{H}_2\text{S}$ , которое в свою очередь зависит от концентрации  $\text{H}_2\text{S}$  и  $\text{O}_2$  в воздухе (и опосредованно – от скорости аэрации полостей атмосферным воздухом). Можно предположить, что выявленный тренд индицирует газодинамический режим различных полостей.

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 19-55-40005 Абх\_а «Генетические типы карстогенеза прибрежных карбонатным массивов Абхазии».*

## Литература

Потапов С.С., Червяцова О.Я., Паришина Н.В., Ракин В.И., Леонова Л.В., Самохин Г.В., Далдаев М.А., Джабраилов С.-Э.М. Результаты изучения минералогии пещеры Шеки-Хьех (Шатойский район, Чеченская Республика) // Уральский геологический журнал. 2017. № 4 (118). С. 43–57.

Червяцова О.Я., Потапов С. С., Садыков С.А., Леонова Л.В., Дбар Р.С. Распространение, морфология, изотопный состав серы и генезис гипсовых отложений в Новоафонской пещере (Абхазия) // Минералогия. 2016. № 3. С. 79–94.

Egemeier S.J. Cavern development by thermal waters // NSS Bulletin. 1981. № 43. P. 31–51.

Galdenzi S., Maruoka T. Gypsum deposits in the Frasassi Caves, central Italy // Journal of Cave and Karst Studies. 2003. V. 65. № 2. P. 111–125.

- Hill C. A. Geology of Carlsbad cavern and other caves in the Guadalupe Mountains, New Mexico and Texas // New Mex. Bur. Min. Mineral Resour. Mem. 1987. № 117. P. 1–150.
- Hill C.A., Forti P. Cave minerals of the world (2nd ed.). National Speleological Society, Huntsville, Alabama, 1997. 463 p.
- Hose L.D., Pizarowicz J.A. Cueva de Villa Luz, Tabasco, Mexico: reconnaissance study of an active sulfur spring cave and ecosystem // Journal of Cave and Karst Studies. 1999. 61. P. 13–21.
- Lloyd R.M. Oxygen isotope behavior in the sulfate-water system. // Journal of Geophysical Research. 1968. № 73. P. 6099–6110.
- Piccini L., De Waele J., Galli E., Polyak V.J., Bernasconi S.M., Asmerom Y. Sulphuric acid speleogenesis and landscape evolution: Montecchio cave, Albegna river valley (Southern Tuscany, Italy) // Geomorphology. 2015. V. 229. P. 134–143.
- Seal R.R. Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals // Reviews in mineralogy and geochemistry. 2006. V. 61. № 1. P. 633–677.
- Zerkle, A.L., Jones, D.S., Farquhar, J., Macalady J.L. Sulfur isotope values in the sulfidic Frasassi cave system, central Italy: a case study of a chemolithotrophic S-based ecosystem // Geochimica et Cosmochimica Acta 173, 2016, 373–386.

---

---

**Салимгареева Л.И.<sup>1</sup>, Березин А.В.<sup>2,3</sup>, Скублов С.Г.<sup>2,1</sup>**

<sup>1</sup>Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия, fluoritecaf2@mail.ru

<sup>2</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

#### **НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ ГРАНАТОВ ИЗ ЭКЛОГИТОВ КОМПЛЕКСА БЕРГЕН АРКС (НОРВЕГИЯ)**

Данная работа посвящена изучению геохимических особенностей гранатов из пород комплекса Берген Аркс. Особое внимание уделено исследованию распределения редких и редкоземельных элементов, которые являются гораздо более чувствительными (по сравнению с главными) индикаторами обстановок кристаллизации и более поздней перекристаллизации.

Полиметаморфический комплекс Берген Аркс расположен в пределах каледонского орогена на юго-западе Норвегии. Региональная геологическая структура, с которой связаны эклогиты, имеет дугообразную в плане форму, обращенную выпуклой стороной на восток. Она состоит из нескольких тектонических покровов, сменяющих друг друга. На западе, ядро структуры выполнено преимущественно мигматизированными гнейсами (о. Аскей), милонитизированными на контакте с т. н. «анортозитовым» комплексом, представленного на о-ве Холсной. Этот комплекс представлен анортозитами, мангеритами, чарнокитами, габбро и ультрамафитами, при подчиненной роли гнейсов и метаосадков. Основные породы имеют признаки гранулитового метаморфизма, на который был впоследствии локально наложен эклогитовый (Austrheim, Robins, 1981). По набору пород рассматриваемая область Берген-Аркс весьма схожа с расслоенным комплексом Рогаланд в южной Норвегии, включая и присутствие титанового оруденения.

Образцы были отобраны в ходе полевых работ в 2018 году на острове Холсной. Содержание редких и редкоземельных элементов в минералах было определено на ионном микрозонде Cameca-IMS-4f в ЯФ ФТИАН после предварительного исследования методом SEM-EDS (JEOL JSM-6510LA с энергодисперсионной приставкой JED-2200) в ИГГД РАН. Sm-Nd системы вала пород и монофракций минералов (граната и клинопироксена) анализировались с применением метода изотопного разбавления (TIMS) для определения концентраций Sm и Nd (погрешность определения составляет ± 0.5 %) на мультиколлекторном масс-спектрометре TRITON в ИГГД РАН.

Гранаты из гранулитов не проявляют зональности (рис. 1), и их состав практически постоянен. Гранаты из эклогитов же имеют каймы, резко отличающиеся по составу как главных, так и редких компонентов. Центральные части гранатов из эклогитов соответствуют по своему составу гранатам гранулитов, соответственно предполагается, что центральные части гранатов из эклогитов были сформированы в процессе более раннего гранулитового метаморфизма для протолита эклогитов.

Каймы гранатов из эклогитов отличаются повышенным содержанием алмандинового и спессартинового миналов и пониженным – пиропового, что качественно указывает на понижение температуры метаморфизма. Составы центральной и краевой (каймы) частей гранат достаточно контрастны, что говорит о резкой смене параметров метаморфизма и интенсивном воздействии флюида в процессе перекристаллизации граната (Polloketal., 2008). Кроме того, контрастность состава краевых зон гранатов по

редким элементам свидетельствует об относительно кратковременном проявлении эклогитового метаморфизма. Каймы, помимо всего прочего, резко обеднены Ti и Cr и обогащены Y (см. табл.). Поведение Y тоже может указывать на понижение температуры метаморфизма (Pyle, Spear, 2000). Ti и Cr вероятнее всего перераспределяются в акцессорные фазы – ильменит, магнетит. Спектры REE в каймах гранатов (рис. 2) соответствуют типичным спектрам эклогитовых гранатов (Скублов, 2005). Таким образом, гетерогенность граната из эклогитов интерпретируется как наличие гранулитового ядра и эклогитовой каймы.

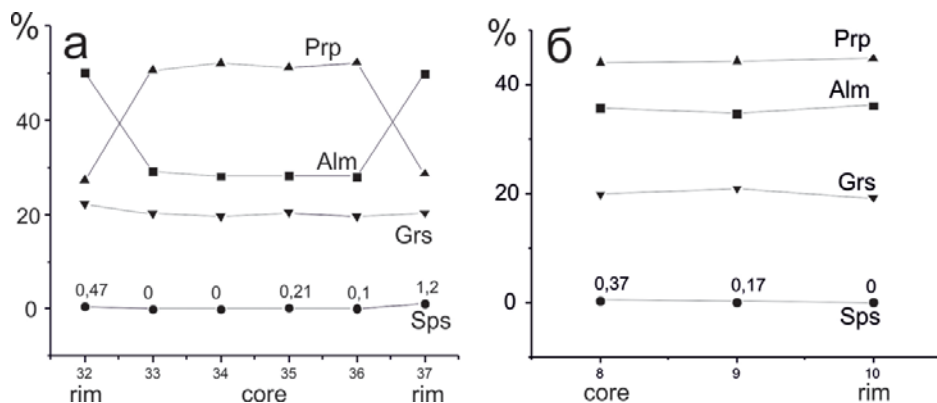


Рис. 1. Профили состава гранатов по главным элементам из: а) гранулита; б) эклогита

Таблица. Содержание редких элементов (ppm) в гранатах

	Гранат из гранулита				Гранат из эклогита					
	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim
Образец	1801				1802					
№ точки	1	3	7	9	38	36	11	14	17	22
Ti	1107	896	1034	904	715	256	538	285	613	520
V	108	112	92.5	91.7	91.5	40.8	72.1	41.8	83.3	54.6
Cr	121	161	95.9	107	108	55.5	106	62.2	107	69.6
Y	5.69	8.57	3.48	4.77	1.61	16.2	1.52	6.49	1.39	1.61
Zr	112	96.4	204	174	2.50	1.19	1.99	1.19	1.98	1.83
Nb	0.21	0.12	0.07	0.08	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.04
Ba	0.39	0.71	0.27	0.25	0.19	0.96	0.14	0.21	4.80	0.57
Hf	1.36	1.31	3.10	2.49	0.12	0.44	0.13	0.28	0.12	0.10

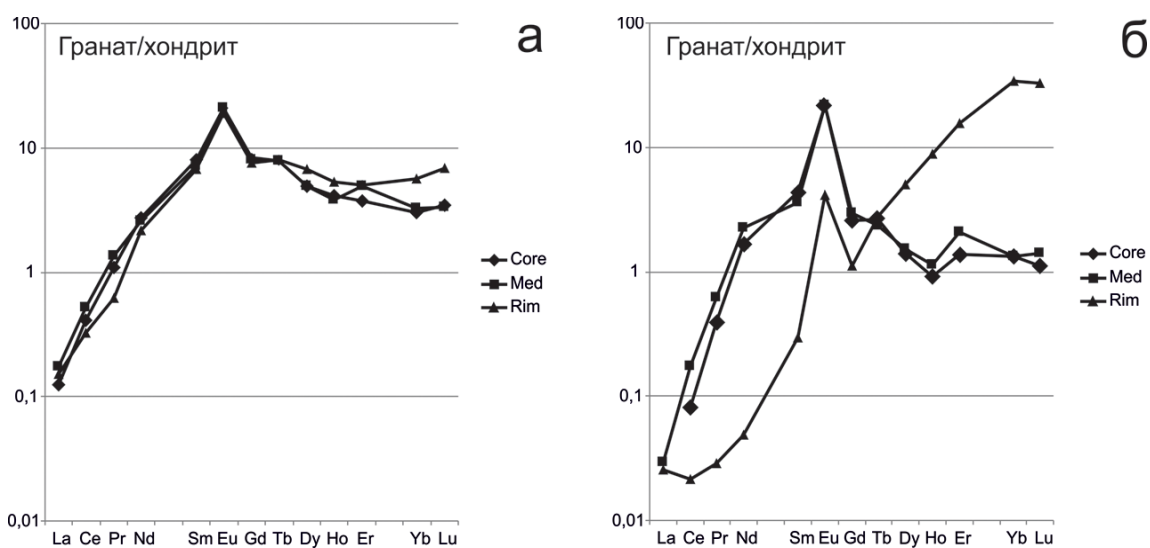


Рис. 2. Спектры распределения REE в гранатах из: а) гранулита; б) эклогита. Содержание REE нормировано на состав хондрита CI по (McDonough, Sun, 1995)

Датирование граната (с процедурой предварительной сернокислотной обработки), клинопироксена и валовой пробы гранулита Sm-Nd методом дало эрохроны с возрастом 865 млн. лет (обр. 1801) и 949 млн. лет (обр. 1806) и высокими погрешностями его определения. Учитывая, что клинопироксен может быть неравновесен с гранатом, были рассчитаны двухточечные изохроны WR-Grt, которые дали значение возраста  $794 \pm 10$  млн. лет и  $927 \pm 13$  млн. лет. Ранее для граната из коронитовых гранулитов комплекса Берген Аркс Sm-Nd методом было получено значение возраста около 905–912 млн. лет (Cohen et al., 1988). Предполагается, что наши данные (~800 млн. лет) отражают нарушение Sm-Nd изотопной системы в результате эклогитизации гранулитов. В то же время вторая изохрона со значением возраста  $927 \pm 13$  млн. лет близка к датировкам, сделанным по циркону (Boundy et al., 1997) и дающим возраст гранулитового метаморфизма  $945 \pm 5$  млн. лет. Для эклогитов получились эрохроны с возрастом 843 млн. лет (обр. 1802) и 908 млн. лет (обр. 1807) также с высокими погрешностями определения. Двухточечные изохроны WR-Grt дали возраста в  $865 \pm 19$  млн. лет и  $899 \pm 12$  млн. лет соответственно. Эти данные очень далеки от датировок этим же методом предшественников ( $440 \pm 17$  млн. лет по Boundy et al., 1997), поэтому можно предположить, что Sm-Nd возраст граната около 850–900 млн. лет отражает остывание после гранулитового метаморфизма, но не каледонский эклогитовый метаморфизм.

### Литература

- Скублов С.Г. Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих метаморфических минералах. СПб: Наука. 2005. 147 с.
- Austreim H., Robins B. Reactions involving hydration of orthopyroxene in anorthosite-gabbro // *Lithos*. 1981. V. 14. P. 275–281.
- Boundy T.M., Mezger K., Essene E.J. Temporal and tectonic evolution of the granulite - eclogite association from the Bergen Arc, western Norway // *Tectonophysics*. 1997. V. 39. P. 159–178
- Cohen A.S., O'Nions R.K., Siegenthaler R., Griffin W.L. Chronology of the pressure-temperature history recorded by a granulite terrain // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1988. V. 98. P. 303–311.
- McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. V. 120. P. 223–253.
- Pollok K., Lloyd G.E., Austrheim H., Putnis A. Complex replacement patterns in garnets from Bergen Arcs eclogites: a combined EBSD and analytical TEM study // *Chemie der Erde – Geochemistry*. 2008. V. 68. P. 177–191.
- Pyle J.M., Spear F.S. An empirical garnet (YAG) – xenotime thermometer // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2000. V. 138. P. 51–58.

---

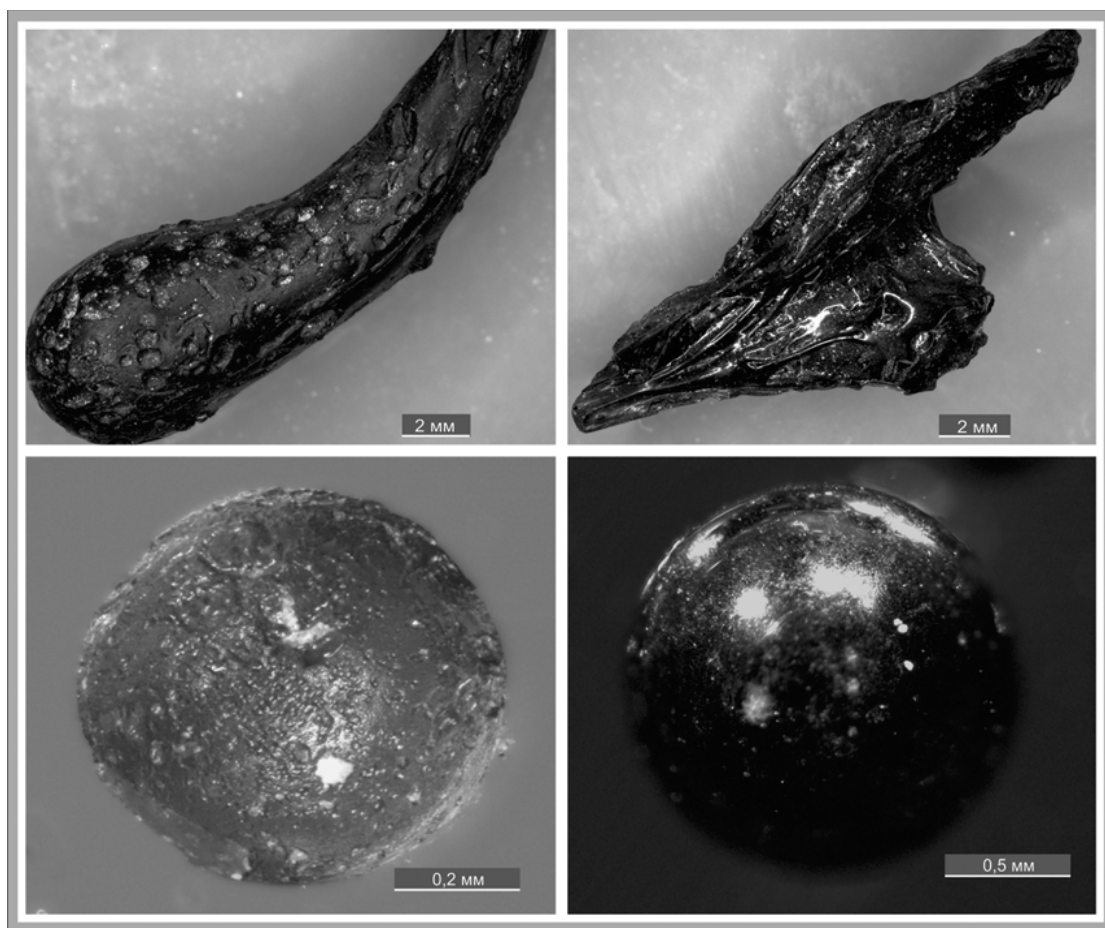
Сергиенко Е.С.<sup>1</sup>, Янсон С.Ю.<sup>1</sup>, Костеров А.А.<sup>1</sup>, Харитонский П.В.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия, e.sergienko@spbu.ru,  
<sup>2</sup> Санкт-Петербургский электротехнический университет «ЛЭТИ», Санкт-Петербург, Россия

### МИКРОВКЛЮЧЕНИЯ В ИРГИЗИТАХ АСТРОБЛЕМЫ ЖАМАНШИН (КАЗАХСТАН)

Иргизиты — лапилли, стекла коричневой и черной окраски — разновидность тектитов, распространенные в метеоритном кратере Жаманшин (Казахстан, 48 24' с.ш. 60 48' в.д., южная часть Тургайского плато). Вопросу о принадлежности иргизитов к тектитам посвящено много исследований, начиная с работ П.В. Флоренского, который стоял у истоков изучения Жаманшина как импактной структуры (Флоренский, 1980). Основным аргумент в пользу этого предположения — общие черты химического состава, минералогических и петрографических характеристик (Данилин, Масайтис, Машак, 1980). По мнению большинства исследователей, иргизиты представляют собой однородные аморфные образования без включений микрокристаллических фаз.

Иргизиты распространены непосредственно в ложе кратера и являются существенной частью коптогенного комплекса астроблемы. Размеры их колеблются от 1–2 мм и менее (микроиргизиты) до нескольких см по длинной оси. Морфология иргизитов очень разнообразна — почти идеальные сфероиды (микроиргизиты), каплевидные, гантелеобразные, брызгообразные с характерными поверхностными структурами течения (рис. 1).



**Рис. 1.** Иргизиты и микроиргизиты

Измерения начальной магнитной восприимчивости  $\chi$  и интенсивности естественной остаточной намагниченности NRM коллекции иргизитов (около 700 образцов) показали, что в основном, они характеризуются очень низкими, положительными значениями  $\chi$  и невысокими NRM. Вместе с тем, была выявлена группа «аномальных» иргизитов (не более 5%), которые значительно более «магнитны» и содержат, по-видимому, ферри- или ферромагнитные включения (Starunov, et al, 2018; Starunov, et al, 2019).

Для изучения структурно-фазовых характеристик этих включений применялись следующие аналитические методы: рентгенофазовый анализ, рентгеновская томография, оптическая, электронная и ионная микроскопия, электронно-зондовый микроанализ, анализ дифракции обратно-рассеянных электронов (Electron Backscatter Diffraction EBSD).

Рентгеновская томография выявила множество неоднородностей в стеклянной матрице иргизита двух типов, различающихся по плотности: поры, концентрации которых в разных образцах варьируют от 5.5 до 8.9 об. %; и мелкие зерна, рассеянные в стекле. Некоторые из них обнаруживают следы кристаллографической огранки. Концентрации их составляют от 0.004 до 0.146 об. %. По результатам рентгенофазового анализа, во всех образцах наряду с аморфной фазой отмечены пики кристаллического кварца, однако других включений не обнаружено.

Оптическая микроскопия подтвердила наличие включений рудной фазы в виде зерен необычной «блочной, мозаичной» структуры. Наиболее крупные зерна двухфазные. По характеру отражательной способности можно предположить, что перед нами оксиды железа: гематит и магнетит. Это было подтверждено методами электронной микроскопии (рис. 2). Размеры включений варьируют от нанометровых до 50 мкм. Среди них обнаружены следующие морфологические виды: агрегаты скелетных кристаллов; вершинные формы скелетного роста, переходящие к полногранным; микрозернистые агрегаты частично ограненных зерен; кристаллы, имеющие сложную внутреннюю структуру, состоящую из отдельных «блоков», а также шарики. В режиме отраженных электронов отчетливо видно двухфазное строение некоторых из них. Электронно-зондовый энергодисперсионный микроанализ позволил установить самородное железо и оксиды железа. Для определения минерального вида был выполнен EBSD-анализ, по результатам которого установлено, что гематит выполняет центральные части зерен, либо распространяется по параллельным структурным плоскостям (рис. 2). Не все зерна оказались полифазными, большая часть включений представлена магнетитом.

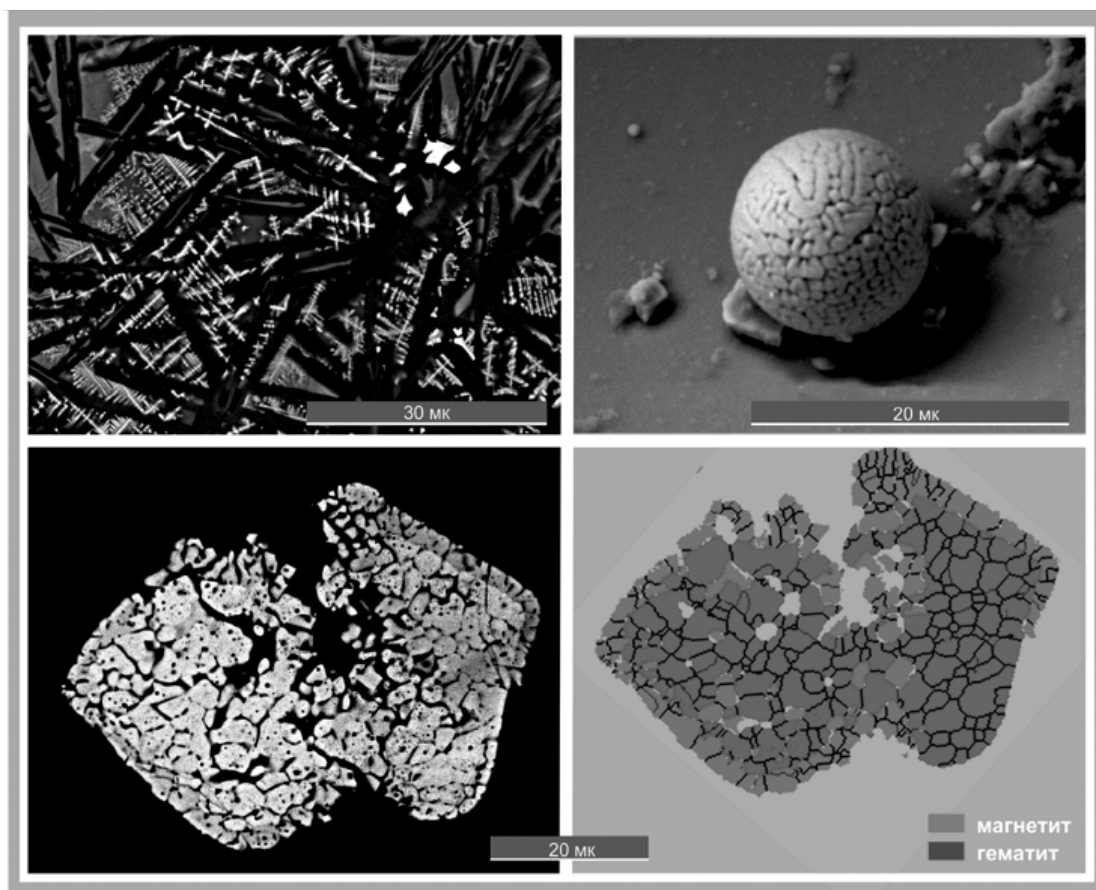


Рис. 2. Морфология включений и фазовый состав.

По существующему в литературе мнению, условия образования ирригитов (экстремально высокие скорости охлаждения при очень больших начальных температурах расплава), определяют гомогенность и аморфность их состава и стабильность во времени. Обнаруженные в ходе настоящего исследования включения позволяют предположить изменчивость ирригитов в постимпактный период. На этой стадии происходит раскристаллизация аморфного стекла в кристаллический кварц и образование оксидов железа. Наличие скелетных форм говорит о первоначальном быстром росте (возможно еще во время остывания), которые затем переходят к вершинно-реберным и полногранным формам кристаллов. Наличие в одном образце различных фаз железа свидетельствует о смене условий кристаллизации.

*Исследования проведены при поддержке гранта РФФИ № 18-05-00626 "Магнитная релаксация в горных породах по данным магнитной гранулометрии и электромагнитного зондирования". Работы выполнены с использованием оборудования ресурсных центров Научного парка СПбГУ: Центр диагностики функциональных материалов для медицины, фармакологии и нанoeлектроники; Нанотехнологии; Нанофотоника; Геомодель; Ресурсный центр микроскопии и микроанализа; Рентгенодифракционные методы исследования.*

#### Литература

- Флоренский П. В. Метеоритный кратер Жаманшин. Наука. 1980
- Данилин А.Н., Масайтис В.Л., Мацук М.С. Геология астроблем. Ленинград: Недра. 1980. 232 с.
- Starunov, V. A. et al. Magnetism of tektite-like glasses from the Zhamanshin impact structure, Kazakhstan/Meteoritics & Planetary Science, 2018. 53(S1), 6113. <http://adsabs.harvard.edu/abs/2018LPICo2067.6113S>
- Starunov V.A. et al. Magnetic Properties of Tektite-like Impact Glasses from Zhamanshin Astrobleme, Kazakhstan. In: Nurgaliev D., Shcherbakov V., Kosterov A., Spassov S. (eds) Recent Advances in Rock Magnetism, Environmental Magnetism and Paleomagnetism. Springer Geophysics. Springer, Cham. 2019. pp. 445-465 [https://doi.org/10.1007/978-3-319-90437-5\\_30](https://doi.org/10.1007/978-3-319-90437-5_30).

## **МИНЕРАЛЬНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ПРИРОДНЫХ СТЕКЛАХ КАК ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ**

По условиям образования среди природных стекол выделяют следующие типы: вулканические, интрузивные, контактово-метаморфические, тектиты и фульгуриты, некоторые из них имеют спорный генезис. Например, на происхождение ливийского стекла существуют две точки зрения, одни авторы считают его вулканическим (Koeberl, 1997), другие доказывают его импактный генезис (Brugge, 2006).

Настоящая работа посвящена изучению химического состава, физических свойств природных стекол, а также минеральных включений в стеклах с целью определения условий их образования и выявления диагностических признаков, как объектов геммологи. Объектами настоящего исследования являются макузанит – кислое вулканическое стекло из толщ игнимбритов провинции Карабайя, Пуно (Перу) (первоначально предполагалось, что это тектит), влтавит – тектит из Южной Чехии и ливийское стекло с юго-запада Великого Песчаного моря на границе Египта и Ливии. Исследования проводились методами оптической и электронной микроскопии, рамановской спектроскопии, рефрактометрии и гидростатического взвешивания.

Вулканическое стекло из Перу – макузанит – имеет бледный желтовато-зеленый цвет,  $n = 1.48$ ,  $\rho = 2.37$  г/см<sup>3</sup>, содержание SiO<sub>2</sub> – 75–77 масс. %. В стекле были диагностированы микровключения андалузита, силлиманита, кордиерита и ставролита (Cheilletz et al., 1992; Craig et al., 2010). Наши исследования показали присутствие в этом стекле более широкого набора минеральных включений. Они характеризуются неравномерным распределением, разнообразной формой (призматические, игольчатые, шарообразные) и широкими вариациями размера – от 50 мкм до 1 мм. Среди минеральных включений были диагностированы: андалузит, силлиманит, санидин, ортоклаз, анортоклаз, олигоклаз, циркон, монацит, феррохоломквистит, церианит, рутил и молибденит. Эти включения, вероятно, были захвачены из вмещающих метаморфических и метасоматических пород, что подтверждает вулканическое происхождение макузанита, с одной стороны и его уникальность – с другой.

Влтавит (влтавин, молдавит, млдавит) имеет зеленый, коричнево-зеленый цвет с поверхностью, подвергнутой химической коррозии,  $n = 1.455$ – $1.460$ ,  $\rho = 2.40$  г/см<sup>3</sup>, содержание SiO<sub>2</sub> – 79–82 масс. %. Размер включений в стекле варьирует от 10 до 30 мкм. Форма их, в основном, шарообразная, либо округлая. Среди минеральных включений нами были диагностированы кристобалит и муассанит (последний, мог быть принесен при изготовлении пластинки для исследования). Особый интерес представляет округлое включение размером около 10 мкм. Отсутствие схожего спектра в базе данных рамановских спектров не позволило точно идентифицировать эту фазу. Самый интенсивный пик рамановского спектра данной фазы совпадает с аналогичным пиком спектра алмаза в области 1300 см<sup>-1</sup>, но также имеет и отличия – «плечо» 1500 см<sup>-1</sup>, которое в спектре алмаза отсутствует, поэтому мы полагаем, что это одна из модификаций углерода, возможно, лонсдейлит.

Ливийское стекло (LDG – Libyan Desert Glass) светло-желтого, зеленовато-желтого и медово-желтого цвета отличается очень высоким содержанием кремнезема (SiO<sub>2</sub> – более 98 масс. %),  $n = 1.49$ ,  $\rho = 2.24$  г/см<sup>3</sup>. Минеральные микровключения в ливийском стекле по своим размерам (от 25 мкм до 1 мм), форме и составу сходны с таковыми во влтавите. Нами диагностированы: кристобалит, оксид титана (предположительно, анатаз) и округлая фаза (размеры около 1 мм), рамановский спектр которой аналогичен модификация углерода, обнаруженной во влтавите. Наличие этой фазы в ливийском стекле является, как нам представляется, дополнительным аргументом, позволяющим отнести его к тектитам.

Таким образом, стекла разного генезиса отличаются по химическому составу, свойствам и набору микровключений. Минеральные включения в природных стеклах, с одной стороны, являются важными индикаторами условий их образования, а с другой – позволяют идентифицировать их в ювелирных изделиях.

### **Литература**

- Koeberl C.* Libyan Desert Glass: geochemical composition and origin // Proceedings of the «Silica 96» Meeting, 1997.
- Brugge N.* The non-impact origin of the Libyan Desert Glass (LDG) – an unique opaline glass of volcanic origin (hyalite group), 2006.
- Cheilletz A., Clark F.H., Farrar E., Pauca G.A., Pichavant M., Sandeman H.A.* Volcano-stratigraphy and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology of the Macusani ignimbrite field: monitor of the Miocene geodynamic evolution of the Andes of southeast Peru // Tectonophysics. Andean geodynamics, 1992.
- Craig N., Speakman R.J., Popelka-Filcoff R.S., Aldenderfer M., Blanco L.F., Vega M.B., Glascock M.D., Stanish C.* Macusani obsidian from southern Peru: A characterization of its elemental composition with a demonstration of its ancient use // Journal of Archaeological Science, 2010.



## ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛОГИЯ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ

При высоких температурах платиновые металлы (ПМ) охотно растворяются в любых металлических расплавах. ПМ столь же охотно растворяются в сульфидных расплавах, свойства которых близки к металлическим. Поэтому основная масса ПМ в планетах и метеоритах нашей Солнечной системы связана в высокотемпературных твёрдых растворах – металлическом Fe-Ni и моносульфидных Fe-Ni (Mss) и Fe-Cu-Ni (Iss). Основная часть ПМ вероятно находится в ядрах планет земной группы, частью в мантии.

ПМ – благородные только при низких температурах. При высоких температурах – это типичные халькофилы. Сродство к сере у рутения и осмия выше, чем у меди. Наиболее распространённые минералы платиновых металлов PGM: дисульфиды ряда лаурит  $RuS_2$  – эрлихманит  $OsS_2$ ; моносульфиды непрерывного ряда куперит PtS – брэггит (Pt,Pd)S – высокоцит PdS; полоторные сульфиды ряда кашинит  $Ir_2S_3$  – боуит  $Rh_2S_3$  и тиошпинели на их основе – купрородсит  $CuRh_2S_4$ , купроиродсит  $CuIr_2S_4$  и иные. Поведение ПМ определяет концентрация в минералообразующих системах сульфидной серы, которая зависит от общей концентрации серы в системе и от величины окислительного потенциала, которая в магматических условиях определяется содержанием воды и щёлочностью, а также концентрацией водорода, метана, монооксида углерода во флюидах. В «сухих» расплавах концентрация сульфидной серы может быть значительной (Садбери, Норильск...). В водонасыщенных расплавах концентрация сульфидной серы минимальна (Нижний Тагил...). Два главных типа магматических месторождений ПМ – малосульфидные и сульфидные с принципиально разной историей формирования PGM; среди мало сульфидных – месторождения, образованные из «сухих» расплавов (PGM – сульфиды) и из водонасыщенных расплавов (PGM – в основном самородные).

Для ПМ характерно высокое сродство и с иными халькогенами – Se, As, Sb, Te. В определённых условиях ПМ охотно образуют интерметаллические соединения с Bi, Sn, Pb, Fe, Cu, Ni, Au, Ag, Hg, Cd, In, Ge. При высоких температурах в восстановительных условиях ПМ, как и Fe, Ni, Co, Au... образуют летучие и достаточно устойчивые комплексы с монооксидом углерода – карбонилы  $Pd(CO)_5$ ,  $Pt(CO)_7$ ... Карбонильные комплексы разрушаются на окислительном барьере – скоплениях хромшпинелидов или титаномагнетита.

Выделяют тугоплавкие ПМ (Ru, Os, Ir) и более легкоплавкие (Pt, Pd), Rh занимает промежуточное положение. Все они характерны для магматических пород ультраосновного и основного состава, тугоплавкие концентрируются в магнезиальных гипербазитах, легкоплавких больше в гипербазит-базитовых и базитовых магматических породах. Стандартный тренд благородных металлов в высокотемпературных эндогенных процессах:  $Ru (\pm S) \rightarrow Os (\pm S) \rightarrow Ir (\pm S) \rightarrow Rh (+ S) \rightarrow Pt + Au + Ag (\pm S, As) \rightarrow Pd + Au + Ag (+ S, As, Sb, Bi, Te, Sn, Pb, Ge, Hg) \rightarrow Au + Pd + Ag (\pm S, As, Sb, Bi, Te, Sn, Pb, Ge, Hg)$ . Поэтому, самый распространённый PGM – лаурит. Лаурит, бедный Os и Ir, – продукт раннемагматической кристаллизации, его мелкие кристаллы капсулированы в кристаллах хромшпинелидов среди офиолитовых гипербазитов (Кемпирсайский тип платиноидной минерализации), в хромититах среди расслоенных ортопироксенитов, норитов и анортозитов (Бушвелдский тип платиноидной минерализации), среди плагиоклазовых лерцолитов и близких пород расслоенных гипербазит-базитовых интрузивов типа Йоко-Довыренского; с этим лауритом часто ассоциируют рутенистый или иридийский осмий; количественные соотношения лаурита и самородных ПМ определяются концентрацией серы в расплаве и его температурой; чем T выше, тем больше самородных ПМ. Кристаллы высокотемпературного пневматолитового лаурита включены в матрицу изоферроплатины  $Pt_3Fe$  в шпихрах феррихромита в дунитах островодужных дунит-верлит-клинопироксенит-габбровых интрузивов (Нижнетагильский – Уральский, иначе Аляскинский – Гуд-Ньюс-Бей тип платиноидной минерализации), в них лаурит до эрлихманита часто ассоциирует с минералами ряда кашинит – боуит. Кристаллы лаурита – эрлихманита, обогащённые Ir, развиты в пневматолитовой платиноидной минерализации среди пегматоидных хромититов и титаномагнетитов в дунитах платформенных кольцевых дунит-верлит-клинопироксенитовых интрузивов повышенной щёлочности (Инагли, Алданский щит и др.). Специфический пневматолитовый родистый лаурит  $(Ru,Os,Rh)_2S_2$  в ассоциации с изоферроплатиной, сперрилитом  $PtAs_2$ , холингвортитом  $(Rh,Pt,Os)AsS$ , рутением развит в трубках железистых перидотит-пироксенитовых пегматитов Бушвелдского интрузива.

Первые по ресурсам и добыче ПМ месторождения расслоенного перидотит-ортопироксенит-анортозит-норитового Бушвелдского интрузива – рифы Меренского и UG-2. В них моносульфиды куперит, брэггит и высокоцит – продукты позднемагматической кристаллизации из высокотемпературных «сухих» силикатных расплавов при умеренной а  $S_2$ . Вверх по разрезу интрузива снижается количество брэггита и куперита и растёт количество высокоцита и содержание в нём Ni. Особый интерес представляет потолевый тип ПМ. Рифа Меренского. Когда возникают потолы – магматические промоины? При функционировании магматической камеры интрузива. Где? В ослабленных участках – там, где уже появились зоны трещиноватости. Известно, что такое возможно в кристаллизующейся массе, когда доля магматического расплава в ней менее 20 %. На позднемагматической и на послемагматической стадии по этим ослабленным зонам мигрировали флюиды, - водяной пар, монооксид углерода, соединения хлора, отчасти фтора, As, Bi,

Te, Sn, Pb. По этой причине в потолевом типе Рифа Меренского развиты пегматоидные магматиты; повышены содержания биотита и хлорапатита; заметная до значительной часть первичных куперита, брэггита и высококита замещены ферроплатиной, сперрилитом, висмутидами (инсизваит  $PtBi_2$ ), теллуридами и висмутотеллуридами (мончеит  $PtTe_2$ , майчнерит  $PdBiTe$ , меренский  $PdTe_2$ ), станнидами (рустенбургит  $Pt_3Sn$ , атокит  $Pd_3Sn$ )...; степень замещения первичных PGM сильно изменчива – вплоть до преобладания пневматолитовых халькогенидов и интерметаллидов Pt и Pd.

Первые по ресурсам и добыче палладия – магматические сульфидные Co-Ni-Cu месторождения Норильского рудного поля. Судя по изотопному составу свинца, все образования трапповой формации Норильского региона имели единый мантийный источник. Изотопный состав Pb рудоносных интрузивов оливиновых габбро-норит-долеритов и магматических сульфидных руд Норильского и Талнахского рудных узлов в значительной степени различается – в Талнахском Pb заметно более радиогенный. Установлен очень узкий диапазон вариаций изотопного состава свинца магматического галенитового твёрдого раствора и пневматолитовых галенита и алтаита  $PbTe$  Талнаха. Практически таков же изотопный состав свинца в полярите  $Pd(Pb, Bi)$  и плюмбопалладините  $Pd_3Pb_2$  Талнаха. Изотопный состав свинца звягинцевита  $Pd_3Pb$  и Pb-атокита  $Pd_3Sn$  Норильска существенно отличен от талнахского и находится в поле состава свинца норильских руд. Это свидетельствует о генетических связях PGM с сульфидными рудами конкретных интрузивов, о различных мантийных источниках для Норильского и Талнахского рудных узлов. Сульфидные расплавы рудоносных интрузивов были богаты флюидами. Около каждого тела магматических сульфидов от миниотливок до гигантских тел развиты ореолы флюидного воздействия. Их размер от первых мм до многих метров коррелируется с размером сульфидных тел. ПМ первоначально были растворены в сульфидных расплавах. При их кристаллизации произошла селекция ПМ, поскольку существуют благородные металлы Mss – совместимые (Ru, Rh, Os, Ir) и благородные металлы Iss – совместимые (Pt, Pd, Ag, Au). По этой причине, руды, сложенные в основном Mss (существенно пирротинового состава), содержат заметные количества Rh (до 20 г/т), Os, Ru и первые г/т Pd, Pt. Руды, сложенные Iss (существенно медистые – богатые кубанитом и/или минералами группы халькопирита), бедны тугоплавкими платиноидами и содержат десятки и первые сотни г/т Pd, Pt. Эти руды – главная ценность норильских месторождений. Ареалы ПМ шире контуров сульфидных тел и соответствует контурам ореолов флюидного воздействия, порождённых кристаллизующимися сульфидными расплавами. Все выделения ПМ в норильских сульфидных рудах и в ореолах флюидного воздействия около их тел – метасомы и метакристаллы, заместившие магматические сульфиды, оксиды и силикаты и структуры их распада. Нередко норильские ПМ образуют сростания с обогащёнными Cl и F флогопитом – биотитом, амфиболами, сульфидами с калием и таллием – джерфишеритом, талфениситом. Это прямые доказательства пневматолитового генезиса норильских ПМ. В контакте с ними биотит стекляно свежий. При их формировании Pt, Au, Sn, Te, As, Sb, Bi и часть Pd и Ag привнесены флюидами, возникшими при кристаллизации сульфидных расплавов; Cu, Pb, Fe, Ni и часть Pd и Ag заимствованы из сульфидов рудных тел (так, маякит  $PdNiAs$  и меньшековит  $Pd_3Ni_2As_3$  заместили пентландит). Пневматолитовые минералы Pd и Pt представлены интерметаллидами. Это станниды, висмутиды, плюмбиды, куприды и близкие теллуриды, арсениды, антимониды, которые распределены крайне неравномерно. Сульфидов среди них нет. Наиболее характерны полиминеральные сростания PGM и алтаита. Их размер достигает нескольких см. Для ранних PGM характерны структуры распада твёрдых растворов. Так, в рудах месторождения Норильск I распространены сростания Au-тетраферроплатины  $Pt_2Fe(Fe, Ni, Cu)$  с ламеллями Au-Pt-Pb-атокита  $Pd_3Sn$  и Au-Pt-Pb-атокита с ламеллями тетраферроплатины. Наиболее ранние и высокотемпературные ( $\leq 490^\circ C$ ) PGM в Октябрьском месторождении – гипотетические кубические (?) эквиатомные твёрдые растворы:  $(Pd, Pt, Au)(Sn, Sb, Bi, Te)$ ,  $(Pd, Pt, Ag)(Bi, Te, Sn, Pb)$ ... Первые при субсолидусных процессах превратились в агрегаты перекрещивающихся двойников полиморфных переходов кубическая фаза  $\rightarrow$  ромбическая фаза – паоловит  $(Pd, Pt)_2(Sn, Sb)$  (матрица) с ламеллями и тельцами распада инсизваита – геверсита  $PtSb_2$  и нигглиита  $Pt(Sn, Sb)$ , золотистого паоловита. Вторые при субсолидусных процессах превратились в матрицу соболевскита  $PdBi$  с ламеллями и тельцами распада мончеита, паоловита, алтаита и гессита  $Ag_2Te$ .

Особенность PGM расслоенного плагиодунит-троктолит-анортозит-габбро-норитового Йокондовырненского интрузива мощностью 3.5 км в Северном Прибайкалье – незначительное количество сперрилита, при широком развитии мончеита. Заметное количество пневматолитового сперрилита содержат нижние приконтактовые сульфидные Co-Cu-Ni руды и сульфидоносные оливиновые габбро-нориты верхнего эндоконтакта, которые граничат с роговиками по углеродистым сланцам, которые, вероятно, и были источником As. О вероятности такого процесса свидетельствует наличие в рудах центральных частей интрузива палладогерманита  $Pd_2Ge$ . Единственным источником Ge могли быть углеродистые породы.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 19-05-00490).*

## МАРГАНЦЕВЫЕ РУДЫ ПАЙ-ХОЯ

В палеозойских отложениях лемвинской зоны Пай-Хоя известно несколько уровней марганценокопления. Наиболее широко распространены марганценозные породы верхнедевонского (фаменского) уровня. Значительно менее развиты скопления марганцевых руд в нижне-среднедевонской части разреза. Недавно новый тип марганцевого оруденения был установлен в ордовикских отложениях северо-западного Пай-Хоя.

**Верхнедевонские марганцевые руды** известны в пределах фаменской марганценозной формации, выделенной на границе громашорской ( $D_3$ ) и силоваяхинской ( $D_3-C_1$ ) свит (Старикова, 2014). Формация имеет мощность до 50 м и протягивается на расстояние свыше 200 км от верховьев р. Хэйяха на юго-западе, среднего течения р. Силова-Яха на юго-востоке, до Карского побережья на севере Пай-Хоя. Основанием формации является горизонт яшмоидов, сложенный красноцветными яшмовидными силицитами с прослоями кремнистых известняков и карбонатно-кремнистых сланцев. В верхней части формации место пестро окрашенных яшмоидов занимают темноцветные силициты, постепенно снижается общая кремнистость и повышается углеродистость рудовмещающих отложений. Марганцевые руды устанавливаются повсеместно в различных частях формации. Они образуют пластовые и линзовидные залежи мощностью 0.2–3 м, протяженностью от первых метров до десятков – первых сотен метров. Выделено три типа руд, четко дифференцирующихся по облику, структурно-текстурным особенностям, минеральному и химическому составу: кутнагоритовые, сидерородохрозитовые и родонит-родохрозитовые.

**Кутнагоритовые руды** установлены в многочисленных проявлениях в виде маломощных многократно повторяющиеся в разрезе линзовидных или пластовых тел. Главными компонентами руд являются марганец (до 33.5 мас.% MnO) и кальций (до 36.2 мас.% CaO). Руды характеризуются исключительно типичным обликом: буро-коричневым цветом и тонкой волнистой слоистостью. В минеральном составе преобладает кутнагорит, менее распространены родохрозит, марганецсодержащий кальцит и кварц. К второстепенным минералам относятся доломит, стильпномелан, клинохлор и пирит, среди аксессуарных фаз установлены Ва-Мп-мусковит, микроклин, циркон, барит, апатит, монацит, пирофанит, галенит, халькопирит, сфалерит, кобальтин и зигенит. Прецизионными исследованиями в образце кутнагоритовых руд Хейяхинского участка установлены субмикронные выделения редких минералов Pb, Zn, Cu, Bi и Ag (айкинит, деклуазит, каустолит, бисмоклит, акантит и самородное серебро). Волнисто-слоистый облик пород создается чередованием микроглобулярных и микроскристаллических слоев, сформированных соответствующими агрегатами марганцевых карбонатов, к контактам которых приурочены скопления зерен кварца, слоистых алюмосиликатов, микроклина, циркона, монацита, пирофанита, скопления фрамбоидального пирита. Микроструктуры руд интерпретируются как органогенно-седиментационные. Предполагается, что слагающие рудные слои микроглобулы являются фоссилизированными марганцеокисляющими бактериями, а рудные скопления в целом – пластовыми строматолитоподобными образованиями.

**Сидерородохрозитовые руды** известны в юго-восточной части Пай-Хоя на нескольких участках по р. Кара и Силова-Яха, где распространен суперкремнистый тип девонского разреза. В породах наряду с марганцем (до 33.7 мас.% MnO) фиксируются повышенные концентрации железа (до 15.65 мас.% FeO). Сидерородохрозитовые руды представляют собой плотные образования темно-серого цвета массивной текстуры. Главными пороодообразующими минералами являются железистый родохрозит и кварц, формирующие микроскристаллический агрегат, второстепенными – пирит (1–2 до 5 об.%), в меньшей степени микроклин и доломит. Особенностью состава пороодообразующего родохрозита является постоянная примесь железа и небольших количеств кальция. В различных образцах соотношение главных катионов в карбонате варьирует незначительно и в среднем составляет  $Mn/Fe/Ca \approx 0.65/0.25/0.1$ .

**Родонит-родохрозитовые породы** фаменского возраста установлены в двух проявлениях в юго-восточной части Пай-Хоя (Силоваяхинское и Нядэйяхинское) и наиболее детально изучены по образцам Силоваяхинского проявления (Старикова, 2011). Рудная залежь установлена в кровле горизонта яшмоидов в виде будинированного тела, мощностью 0.3–0.6 м, прослеженного до 40 м, на флангах переходящего в кутнагоритовые руды. На проявлении диагностировано 22 минерала, главными являются родохрозит, родонит, пироксмангит и кварц, второстепенными – тефроит, аллеганит, сонолит, аксинит-(Mn), фриделит, кариопилит, кумбит, зусманит, стильпномелан, ганofilлит, неотоцит, суссексит, кальцит, пирит, аксессуарными – спессартин, цельзиан, алабандин, барит и апатит. Наиболее распространены родонит-пироксмангитовые и родохрозитовые агрегаты. Реже встречаются тефроит-аллеганитовые обособления, особенностями которых являются округлая сгусткоподобная форма, пелитоморфная структура и коричневато-серый цвет. В краевых частях залежи преобладает тонкозернистый кварцевый агрегат с переменным количеством марганцевых фаз.

Химический состав карбонатно-силикатных пород характеризуется высоким содержанием марганца (33.81–69.72 мас. % MnO) и кремнезема (14.46–50.20 мас. % SiO<sub>2</sub>), незначительными – железа (0.41–2.91 мас. % FeO) и кальция (0.83–8.37 мас. % CaO). Наибольшее обогащение марганцем свойственно тефроит-аллеганитовым агрегатам, главными силикатами марганца здесь выступают тефроит, марганцевые гумиты и

фриделит, широко развиты также несиликатные высокомарганцевые фазы – родохрозит, суссексит, алабандин. Составы родонит-пироксмангитового, родохрозитового и кварцевого агрегатов близки по набору химических элементов дифференцированы по отношению Mn/Si, которым определяются количественные соотношения главных минералов. При этом породы содержат практически одинаковый набор второстепенных фаз, появление которых связано с наличием элементов-примесей (Al, Ca, Fe, Mg, Ba, B, P).

Генезис рудных скоплений верхнедевонского уровня интерпретируется как гидротермально-осадочный. Рудонакопление происходило седиментогенным путем из насыщенных кремнеземом, марганцем и железом придонных вод. Поставка рудных элементов в бассейн осуществлялась подводными гидротермальными системами, функционирование которых связано с верхнедевонским этапом тектономагматической активизации региона. Образование различных типов марганцевых пород связано с различными придонными обстановками рудонакопления.

**Нижне-среднедевонские марганцевые руды** известны в углеродисто-глинисто-кремнистых сланцах падейской свиты (D<sub>1-2</sub>) в редких проявлениях в бассейне р. Силова-Яха на юго-востоке и р. Песчаная и Мореизъяха на севере Пай-Хоя. Они представляют собой маломощные (0.1–0.3 м) пласты и линзы, переслаивающиеся с углеродисто-глинисто-кремнистыми сланцами, либо изолированные конкреционные (0.1×0.2 м) или трубообразные тела длиной до 1–2 м, поперечником 0.2–0.3 м, которые вероятно являются формой будинирования удлиненных конкрециевидных карбонатно-кремнистых скоплений в пластичной сланцевой толще. В химическом составе преобладают марганец (5–19 мас. % MnO), железо (5–35 мас. % FeO) и кальций (3–33 мас. % CaO), при повышенном содержании фосфора и серы. Породы имеют сложный состав, представленный широким спектром изоморфных смесей карбонатов Mn, Fe и Ca (родохрозита, кутногорита, доломита, анкерита, сидерита, кальцита) в различных сочетаниях и количественных взаимоотношениях; характерными второстепенными минералами являются кварц и пирит. В рудах часто обнаруживаются микрооолитовые структуры с зональными карбонатными стяжениями с кварцевыми ядрами-затравками.

На основании геологических и минералого-петрографических наблюдений предполагается седиментационно-диагенетический генезис падейских марганцевых пород. Первичные концентрации формировались в седиментогенезе в условиях повышенного поступления и рассеивания марганца в осадке, а дальнейшее его концентрирование, вплоть до рудных значений, происходило в ходе конкреционно-диагенетических процессов, масштабно протекающих в неоднородных по проницаемости толщах осадков.

**Ордовикские железные и марганцевые руды** выявлены недавно при заверке высокоинтенсивной магнитной аномалии в среднем течении р. Бол. Ою на северо-западе Пай-Хоя (Рязанов и др., 2019). В скважинах, пробуренных на Большеюосском участке, вскрыто переслаивание линзовидных тел марганцевых и железных руд. Межрудные интервалы выполнены глинисто-кремнисто-карбонатными породами, предположительно отнесенными к верхнесопчинской подлите среднего ордовика (O<sub>2</sub>).

Основной объем рудных залежей сложен магнетитовыми и стильномелан-магнетитовыми рудами (± кварц, сидерит, анкерит, доломит, биотит, шамозит), в отдельных участках установлены гематитовые разновидности; в качестве аксессуарных фаз в железных рудах диагностированы сульфиды (пирит, халькопирит, галенит), ильменит, барит, циркон и монацит. Содержание железа в рудах достигает 42 мас. % Fe, марганца – не превышает 1 % Mn, увеличиваясь только в гематитсодержащих разностях (1.5–3% Mn). Магнетитовые руды характеризуются массивными и линзовидно-полосчатыми текстурами, микрзернистыми и мозаично-чешуйчатыми структурами. Гематитсодержащие разности имеют массивный или тонкослоистый облик и отличаются широким развитием колломорфно-комковатых и участками реликтово-органогенных структур.

Марганцевые руды имеют карбонатный состав и характеризуются содержаниями марганца от 6.55 до 44.06 мас. % MnO. Главными минералами руд являются родохрозит и карбонаты с переменными содержаниями Ca, Mg, Mn и Fe (кутнагорит, доломит, анкерит, кальцит), кварц и стильномелан, в ряде образцов установлены силикаты марганца (тефроит, кариопилит, спессартин (?), пироксмангит (?)). Для марганцевых руд характерны линзовидно-полосчатые текстуры, обусловленные неравномерным распределением главных минералов.

Первые результаты изучения руд ордовикского уровня позволяют отнести его к перспективному в промышленном отношении атасуйскому (парнокскому) типу оруденения. Генезис руд интерпретируется как гидротермально-осадочный в приустьевой зоне субмаринного гидротермального источника.

## Литература

Старикова Е.В. Минералогия родонитовых пород Силоваяхинского проявления, Пай-Хой //ЗРМО, 2011. № 5. С. 76–93.

Старикова Е.В. Фаменская марганценосная формация Пай-Хоя //Литосфера. № 1. 2014. С. 58–80.

Рязанов К.П., Алексеева Н.А., Плаксина В.А., Нахикарян А.М., Старикова Е.В., Брусницын А.И., Калугин П.С., Шишкин М.А. Новое железомарганцевое рудопроявление Пай-Хоя // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы XVII Геологического съезда Республики Коми. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2019. Т. III. С. 235–237.

## АССОЦИАЦИЯ РТУТИСТОГО ЗОЛОТА И КИНОВАРИ ИЗ ФЛЮИДОЛИТОВ ТОРАСОВЕЙСКОГО УЧАСТКА ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Торасовейский участок расположен на южном берегу Байдарацкой губы Карского моря, в 17 км восточнее зоны тектонического надвигового сочленения Уральского Складчатого Пояса с Пайхойским аллохтоном. Северо-восточная треть участка занята акваторией Торасовейского залива, примерно такая же по площади часть побережья перекрыта четвертичными морскими отложениями (глины, пески, галечники) и недоступна для прямых геологических наблюдений.

В результате поисковых работ в 2016 году в 2 км северо-западнее устья р. Ою-вож на побережье Байдарацкой губы в береговом обрыве обнаружены три участка, на которых наблюдается выходы необычных геологических образований. Форма их похожа на силл и внешне и по минеральному составу ритительно отличается от распространенных на побережье пород осадочно-терригенного комплекса. Минеральный состав образований представлен галькой и окатанными кусками кремнистых пород послойно перемежающихся с песчано-гравийными зонами. Породы интенсивно пиритизированы, с поверхности интенсивно окислены, выходы на поверхность обильно лимонитизированы и содержат порошокатые выделения сульфатов железа и многочисленные включения обугленных фрагментов древесины. Часто встречаются кварцевые гальки, имеющие “леденцовую” поверхность. Подобные образования на Северном Урале в р-не г. Красновишерска называются флюидно-эксплозивные образования (флюидизиты или флюидолиты).

При изучении “черного” шлиха, полученного при промывке необычных геологических образований на двух площадках Торасовейского участка, были обнаружены зерна ртутистого золота, рутениридосмина и киновари с разнообразными формами выделения. Ранее в 2016 г., при изучении протолочек из тел флюидолитов, в качестве аксессуарных минералов в них были установлены разнообразные по составу и цвету гранаты, ильменит и минералы платины (Попов и др., 2017).

Самородное золото в рыхлых отложениях представлено преимущественно мелким (75 %) и очень мелким классом крупности (25 %), размер золотин от 0.07–0.1 до 0.21–0.45 мм (по Петровской, 1973). Наряду с этим было встречено и пылевидное золото, но количество его в целом не велико. В морфологическом плане самородное золото представлено преимущественно уплощенным морфотипом. В целом преобладают пластинчатые и пленочные частицы в меньшей мере таблитчатые (см. рис.). В единичных случаях встречаются удлиненные – брусковидные и кристалломорфные выделения, подверженные также уплощению.

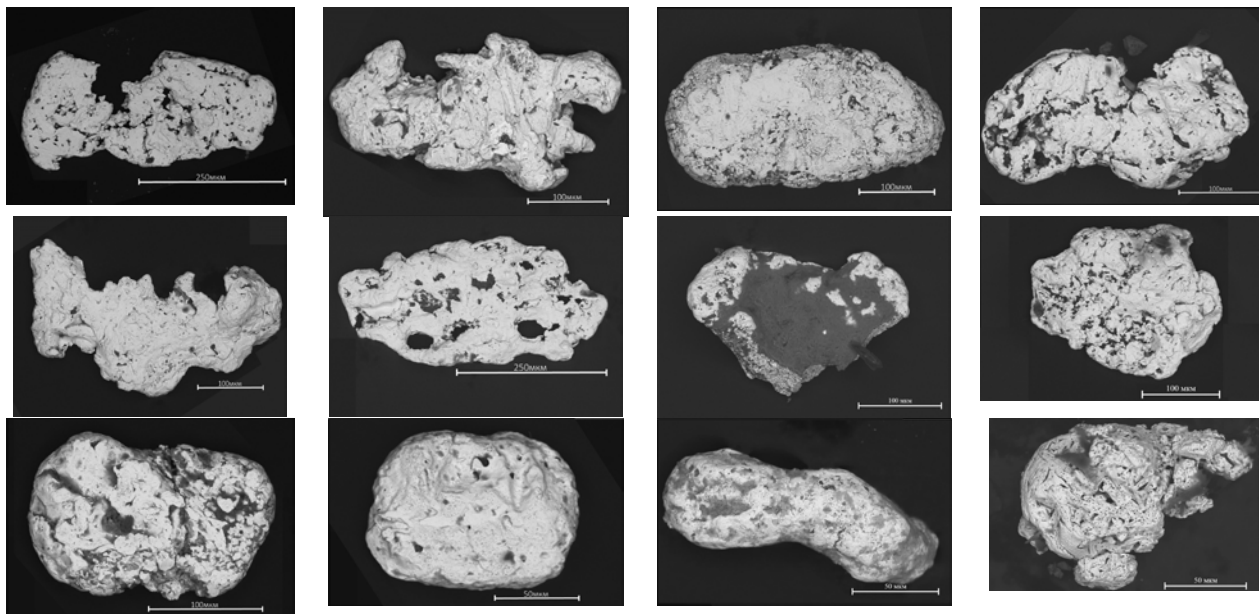


Рис. Морфологические особенности и размеры выделений золота флюидолитов Торасовейского участка.

При изучении морфологии отдельных выделений золота были отмечены следующие характерные особенности. Изученные золотины преимущественно почти неокатанные, реже слабо окатанные, в единичных случаях средне-окатанные. Учитывая нахождение участка в прибрежно-морской зоне можно говорить, что рудный источник золота находится в непосредственной близости. Возможно, им могут являться сами флюидно-эксплозивные образования.

Основная масса пластинчатых и пленочных золотинок содержат сквозные отверстия, имеющие кристалломорфные очертания тригональной или тетрагональной формы. Это позволяет предполагать, что выделения золота нарастали или содержали микрокристаллы кварца, карбоната, пирита. Об этом же свидетельствуют поверхностные пленки, которые качественно были изучены с помощью рентгеноспектрального микроанализа. В частности в составе целого ряда пленок были установлены железо, кислород и сера, оставленные реликтами пирита. В одном случае в пленке были обнаружены присутствие ртути и серы, указывает на срастание золота с киноварью. Подобная парагенетическая ассоциация золота встречается исключительно редко. Обычно оно приурочено к более высокотемпературным сульфидам. В ртутных месторождениях мышьяково-сурьмяно-ртутной формации иногда присутствует серебристое золото (Чернышева, 1989). В единичном выделении самородного золота были обнаружены включения платиноидов, в составе которых, наряду с основными рутением, иридием и осмием, присутствует родий, платина и железо.

Химический состав самородного золота был изучен с помощью рентгеноспектрального анализатора Camebax SX 50, ускоряющее напряжение 20кв, ток 30 мА (МГУ, аналитик Д.А. Ханин). Результаты изучения показывают, что наряду с золотом в нем присутствуют серебро, медь и ртуть в переменных соотношениях (см. табл.).

*Таблица. Химический состав (масс. %) самородного золота*

	1	2	3	4	5
Cu					
Ag	-	2.35	0.3	1.6	0.21
Au	98.52	96.56	100.2	99.03	97.23
Hg	0.33	0.72	0.84	-	2.75
сумма	98.98	99.90	101.34	101.42	100.19

Примечание: прочерк – ниже предела обнаружения.

Как видно из представленной таблицы состав золота достаточно необычен. Это, прежде всего, связано с тем, что медь в виде примеси в золоте присутствует в том случае, если оно приурочено или имеет генетическую связь с гипербазитами или базитами. Ртутистое золото известно в метасоматитах Южного Урала в срастании с аурикупритом (Покровский и др. 1979).

Изучение химического состава зерен киновари показало, что в составе ее кроме ртути и серы присутствует железо в количестве 0.12–3.57 мас. %. Примесь железа в киновари, в литературе отсутствует и, несомненно, имеет механическую природу. Тем не менее, она хорошо увязывается с высоким содержанием во флюидолитов пирита и марказита.

Подводя итоги рассмотренного материала необходимо отметить, что подобная парагенетическая ассоциация ртутистого золота и киновари, а также включение в золоте рутениридосмина, по-видимому, свидетельствует о связи флюидолитов с глубинными флюидными потоками.

*Работа выполнена при финансовой поддержке ООО "СевУралметал"*

### Литература

- Петровская Н.В.* Самородное золото. М.: Наука, 1973. с. 347.
- Попов М.П., Сустанов С.Г., Нурмухаматов Ф.М.* Минералы платиновой группы из флюидолитов Торасовейского участка Полярного Урала // Материалы Юбилейного съезда Российского минералогического общества «200 лет РМО». СПб. 2017. т.2. с. 307–308.
- Чернышева Л.В.* Киноварь // Типоморфизм минералов: Справочник. Под. Ред. Л.В. Чернышевой. М.: Недра. 1989. С. 220–235.
- Покровский П.В., Мурзин В.В., Берзон Р.О., Юников Б.А.* К минералогии самородного золота месторождения Золотая гора // Записки ВМО. 1979. ч. 108. вып. 3. с. 317–326.

## **ПРИМЕНЕНИЕ ГИПЕРСПЕКТРАЛЬНЫХ МЕТОДОВ В ПОИСКОВОЙ И ТЕХНОЛОГИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛОГИИ НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПРОГНОЗ И ВИКША**

Гиперспектральные методы в минералогии начинают свою историю с 1990-х годов и имеют важное значение в горнодобывающей промышленности и геологоразведке на всех её этапах. Метод является неразрушающим и позволяет: диагностировать минералы, определять минеральные ассоциации, степень кристалличности, выявлять неочевидные черты метасоматической зональности (например, поли типы слюд, фазы гидроксидов железа), автоматически документировать текстуры пород и процессы вторичных изменений.

В основе метода – спектроскопия колебательных движений молекул в оптическом и ИК диапазоне электромагнитного излучения. Физический принцип заключается во взаимодействии фотонов с поверхностью породы. Основная информация, получаемая при взаимодействии излучения с образцом – это спектр. В гиперспектральной минералогии изучаются спектры, попадающую в видимую область спектра (VNIR 0.4 – 1.4  $\mu\text{m}$ ) и ИК область спектра, которая в свою очередь делится на ближнюю (SWIR 1.4 – 2.5  $\mu\text{m}$ ), среднюю (MWIR 3 – 6  $\mu\text{m}$ ) и длинноволновую (LWIR 7 – 14  $\mu\text{m}$ ). При этом MWIR-LWIR – это первичные волны, а VNIR-SWIR - их обертоны. Для диагностики определённых групп и классов минералов оптимальна своя область спектра, в зависимости от характерных структурных элементов (атомов, молекул, атомных группировок) в этих минералах. Например, в видимой области спектра хорошо диагностируются окисленные формы железа, в коротковолновой – слоистые и водосодержащие силикаты, сульфаты и карбонаты; в длинноволновой – пироксены, полевые шпаты, фосфаты и карбонаты. Нахождение тех или иных полос поглощения на спектре влияет кристалличность вещества, размер группировок атомов для группы минералов, различные типы воды (канальная, структурная, межслоевая) и др.

При обработке информации, получаемой с гиперспектральной камеры с линейчатыми спектральными детекторами с тысячами спектральных каналов, создаются гиперспектральные изображения, где в каждом пикселе собран спектр отражения электромагнитных волн. При идентификации минералов эти спектры сравниваются с библиотекой минералов, которая может быть внутренней – созданной для конкретного месторождения и внешней – из общедоступных источников. Таким образом, изображение раскрашивается в определённые цвета в соответствии с принадлежностью пикселя (спектра) к доминирующему в нем конкретному минералу, иногда – смеси минералов. При работе с такими снимками используется как точечный подход – идентификация минералов в небольших образцах для изучения различных изоморфных примесей в минералах, минеральных ассоциаций, текстур и зональностей породы; так и обработка набора изображений – карт, полученных при съёмке скважинного керна в больших объёмах (до нескольких десятков километров) для получения большего набора данных о минералах, пространственного распределения минералов – текстурных особенностей целого месторождения, характеристики изменчивости пород.

Полученные сведения о минеральном составе могут быть использованы для построения трехмерных моделей минерало-метасоматической зональности и зоны окисления. Детальные различия в составе карбонатов, слоистых силикатов и окисленных минералов железа могут создать или скорректировать поисковую модель месторождения. Программное обеспечение позволяет интерактивно работать со всей базой документированного керна одновременно и видеть закономерности минерализации. Кроме поисковых признаков, выявленная вариативность минерального состава влияет на технологические свойства руд и является важной информацией для прогноза извлечения и экономической эффективности переработки руды.

Проведено гиперспектральное картирование керна руд: крупнокристаллических жильных образований месторождения Прогноз и мелкозернистых пород Викша на приборах Terrascope (Рено, Невада) на базе камер Specim (Оулу, Финляндия). Тестовое фотографирование керна было проведено на гиперспектральных камерах видимого и коротковолнового ИК спектра и обработано в программе Scyven, в которой возможно определить спектры минералов как в ручном режиме, так и в автоматическом режиме. В автоматическом режиме используется метод главных компонент при анализе попиксельной базы цифровых спектров. Также фотографирование керна было проведено на трёх камерах: видимого, коротковолнового и длинноволнового ИК-спектра на приборе нового поколения Terrascan и обработано в программе Intellicore, которая в автоматическом режиме классифицирует минералы и раскрашивает карты керна по минералам или заданным характеристикам. При работе с Terrascope необходимо проводить три разных анализа по диапазонам (VNIR, SWIR и LWIR), тогда как приборы компании Cogescan (Австралия) позволяют проводить одновременную обработку спектров в различных диапазонах.

При расшифровке изображений ИК-спектров образцов месторождения Прогноз в программе Scyven было идентифицировано 17 фаз. Фазы были разбиты на несколько классов: карбонаты, смеси карбонатов и сульфатов, ярозит, гётит, кварц. Выделилось несколько разновидностей карбонатов: 1) сидерит бежево-коричневый, массивный (Sd<sub>1</sub>); 2) сидерит прожилковый на контакте с гётитом (Sd<sub>2</sub>), 3) анкерит светло-бежевый колломорфный (Ank), 4) сидерит на контакте с кварцем тёмно-коричневый (Sd+Qu), 5) кальцит прожилковый колломорфный, 5) кальцит бежевый массивный. Программа Intellicore при автоматической

“раскраске” карт этих же образцов диагностировала в коротковолновом свете следующие минералы: карбонат, гётит, хлорит, гипс, амфиболы, мусковит, иллит, каолинит, в длинноволновом – кварц, карбонат, пироксены, хлорит, гипс, иллит.

Для руд месторождения Прогноз при макроскопическом изучении керна выделяются три основных литотипа: 1) вмещающие породы: песчаники, и углистые алевролиты; 2) окисленные и окварцованные брекчии песчаников, рудная минерализация в которых связана с жилами сидерита или является рассеянной в гетит-гематитовом цементе; 3) сидеритовые брекчии, сидерит в которых отличается по цвету и генерациям в различных пробах и зонах месторождения и несёт с собой различную рудную минерализацию: бежевый и коричневый массивный с рудными жилами; светло-коричневый прожилковый колломорфный с галенитом и сфалеритом; окисленный рыже-коричневый с сульфосолями; частично выветрелый светло-бежевый (анкерит). ИК спектроскопия позволяет разделить между собой различные типы сидерита и других карбонатов, смеси карбонатов и сульфатов, выделить окисленные руды, представленные гётит-гематитовым цементом. С помощью этого метода можно более четко выделить различные типы рудной минерализации, а при обработке большого количества данных посчитать их количественно.

Образцы месторождения Викша представлены титаномагнетитовыми габбро-долеритами различной степенью проявленных хлоритизации, альбитизации, калишпатизации. Расшифровка ИК изображений керновых образцов из скважин в программе Scyven в автоматическом режиме оказалась затруднительной задачей и анализ спектров и изображения был проведен вручную. В качестве эталонов было задано 4 спектра минеральных фаз/смесей: хлорита, магнетита, альбита и смеси микроклина и ортоклаза. Ориентируясь на спектры эталонные участки керна, программа классифицировала все оставшиеся спектры. Хорошо выделились зерна титаномагнетита (Mag), области хлоритизации, альбитовые и калишпатовые прожилки. Для наглядной визуализации результатов, были построены карты плотности распределения титаномагнетита, хлорита, альбита и смеси микроклина и ортоклаза.

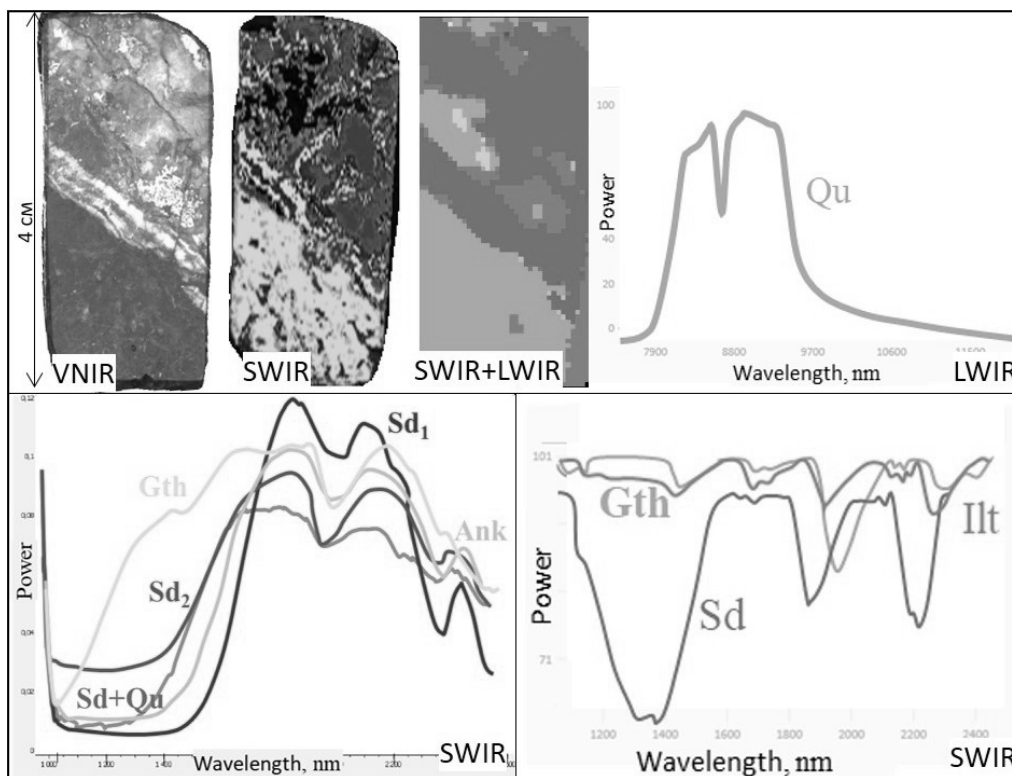


Рис. 1. Гиперспектральные изображения и спектры минералов образца месторождения Прогноз: в видимом (VNIR) диапазоне, в коротковолновом (SWIR) и совместно в коротковолновом и длинноволновом (SWIR+LWIR)

В программе Intelliscore была проведена интерпретация полученных спектроскопических данных для большего количества образцов по стандартным характеристикам программы, таких как «характеристика экстракции» и «спектральный индекс», характеризующие особенности и взаимоотношения пиков и впадин спектрометрических кривых. По данным характеристикам хорошо прослеживаются метасоматические изменения пород: хлоритизация (Chl), эпидотизация (Ep), карбонатизация, вторичная амфиболизация, альбитизация, ожелезнение.



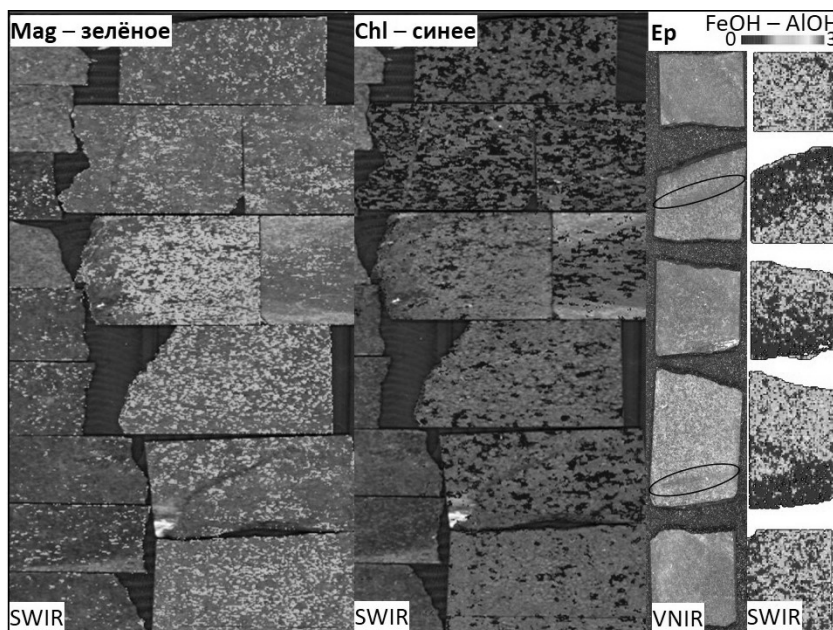


Рис. 2. Гиперспектральные изображения керновых образцов месторождения Викша в коротковолновом ИК: распределение содержаний титаномагнетита (Mag) и определение метасоматических изменений пород: хлоритизации (Chl) и эпидотизации (Er).

На пробах месторождения Викша с помощью гиперспектральных методов возможно определение содержаний титаномагнетита, выделение зон хлоритизации, альбитизации, карбонатизации и калишпатизации, что может быть полезно при решении прогнозных технологических задач.

**Чевычелов В.Ю.**

*Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, Московская область, Россия,  
chev@iem.ac.ru*

## ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ РАСТВОРИМОСТИ НЬ-СОДЕРЖАЩЕГО ЛОПАРИТА В ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ И ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОИДНЫХ РАСПЛАВАХ

В экспериментах были использованы модельные гаплогранитные ( $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Na}_2\text{O-K}_2\text{O}$ ) расплавы с мол.  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) \sim 0.64, \sim 1.10$  и  $\sim 1.70$ , приготовленные из гелевых смесей. А также Nb-содержащий лопарит из пегматитов Ловозерского массива Кольского полуострова  $(\text{Na,Ce,La,Ca,Nd})(\text{Ti,Nb})\text{O}_3$ , содержащий  $\sim 21\text{-}25$  мас.%  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  (табл. 1).

**Таблица 1.** Химический состав лопарита после экспериментов (мас. %, нормированы к 100 %).

	F	Na <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	O = F
Исходный состав лопарита. Неизменный центр зерна.	0	10.4	2.2	36.1	23.4	10.6	15.2	2.1	0
Измененная краевая зона в субглиноземистом расплаве.	0.2	0.8	3.0	39.6	25.6	11.7	17.1	1.9	0.4
Измененная краевая зона в высокоглиноземистом расплаве.	0.2	0.5	2.1	40.1	25.8	11.4	17.5	2.4	0.4

При подготовке экспериментов по определению растворимости пирохлора в гранитоидных расплавах порошок модельного алюмосиликатного стекла засыпали в Pt ампулу, в центр помещали один достаточно крупный обломок кристаллического лопарита, добавляли  $\sim 20$  мас. %  $0.1\text{н р-ра HF}$  и заваривали. Эксперименты были проведены в сосуде высокого газового давления (ИРВ) при  $T = 850^\circ\text{C}$ ,  $P = 100$  МПа и длительности 5 суток. Из полученных образцов стекла готовились препараты для исследования методом локального рентгеноспектрального анализа. Такой анализ проводили вдоль профилей перпендикулярных к границе вплавленного в стекло кристалла. В результате обработки анализов были рассчитаны

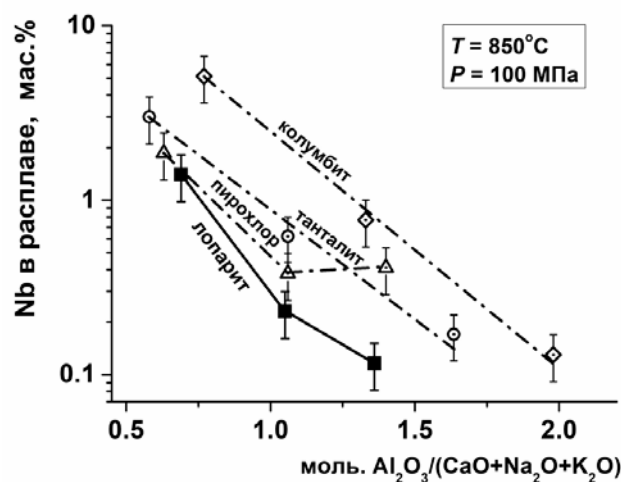
растворимости лопарита в гранитоидных расплавах в данных условиях, а именно максимальные концентрации Nb в расплавах непосредственно на границе с кристаллом. Химические составы гранитоидных расплавов после экспериментов приведены в табл. 2.

**Таблица 2.** Химические составы (мас. %, нормированы к 100 %) гранитоидных расплавов после экспериментов по растворению пироклора.

	F	Na <sub>2</sub> O	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	O = F	A/CNK*
Щелочной расплав (исх. A/NK ≈ 0.64)	0.7	6.5	11.6	75.9	5.0	0.3	1.2	0.69
Субглиноземистый расплав (исх. A/NK ≈ 1.10)	0.3	6.1	15.8	73.5	4.0	0.3	0.4	1.05
Высокоглиноземистый расплав (исх. A/NK ≈ 1.70)	0.5	5.5	17.9	72.6	3.2	0.4	0.9	1.36

\*A/CNK - коэффициент глиноземистости, мольное отношение Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O).

Получены количественные экспериментальные данные по растворимости Nb-содержащего лопарита в высокоглиноземистых, субглиноземистых и щелочных гранитоидных расплавах. Результаты сопоставлены с данными по растворимости других тантало-ниобатов (см. рис.) (Чевычелов, 2013; 2016; 2018; Чевычелов и др.,



**Рис.** Содержание Nb в алюмосиликатных расплавах с различной щелочностью-глиноземистостью при растворении в них лопарита. Для сравнения приведены наши ранее полученные данные по растворению колумбита, танталита и пироклора (Чевычелов, 2013; 2016; 2018; Чевычелов и др., 2010).

2010). Показано что при растворении лопарита содержание Nb в расплаве существенно ниже, чем при растворении других минералов. Вид зависимости содержания Nb от щелочности-глиноземистости расплава остается прежним: концентрация Nb в щелочном расплаве - максимальна, и она уменьшается с увеличением глиноземистости расплава. При растворении лопарита церий и лантан ведут себя подобно ниобию, но их содержания в расплаве еще ниже, чем Nb.

Использованный в экспериментах лопарит из пегматитов Ловозерского массива оказался неустойчив в субглиноземистом и обогащенном глиноземом расплавах. В приконтактной краевой зоне состав минерала изменяется, главным образом за счет выноса Na (табл. 2). Минерал как «губка» пропитывается гранитоидным расплавом. Между мелкими «островками» лопарита «затекает» стекло, которое растворяет минерал.

Автор благодарен И.В. Пекову за любезно предоставленные образцы лопарита и других тантало-ниобатов. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ грант № 18-05-01001А.

## Литература

Чевычелов В.Ю. Распределение летучих, породообразующих и рудных компонентов в магматических системах: экспериментальные исследования. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. 2013. Москва. 62 с.

Чевычелов В.Ю. Экспериментальное исследование растворения колумбита и танталита-колумбита в водонасыщенных гранитоидных расплавах // В сб.: Софийская инициатива «Сохранение минерального разнообразия». VIII Международный Симпозиум «Минеральное разнообразие – исследование и сохранение». Национальный музей «Земля и люди». София. Болгария. 2016. с. 22-34. ISSN – 1313-9231.

Чевычелов В.Ю. Изучение растворимости природного пирохлора в гранитоидных расплавах. Первые экспериментальные результаты // В сб.: Труды Всероссийского ежегодного семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии (ВЕСЭМПГ-2018). Москва, 18–19 апреля 2018 г. Москва. ГЕОХИ РАН. 2018. с. 177–180.

Чевычелов В.Ю., Бородулин Г.П., Зарайский Г.П. Растворимость колумбита  $(\text{Mn,Fe})(\text{Nb,Ta})_2\text{O}_6$  в гранитоидных и щелочных расплавах при 650–850°C и 30–400 МПа: экспериментальные исследования // Геохимия. 2010. № 5. с. 485–495.

---

---

**Червяцова О.Я.<sup>1</sup>, Потапов С.С.<sup>2</sup>, Киселева Д.В.<sup>3</sup>, Тищенко А.И.<sup>4</sup>, Токарев С.В.<sup>4</sup>, Самохин Г.В.<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>Государственный заповедник «Шульган-Таш», Башкортостан, Россия, kittary@yandex.ru

<sup>2</sup>Институт минералогии ЮУ ФНЦ МуГ УрО РАН, Миасс, Россия

<sup>3</sup>Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

<sup>4</sup>Крымский федеральный университет, Симферополь, Россия

### **ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕЩЕРЫ ТАВРИДА (ПРЕДГОРНЫЙ КРЫМ)**

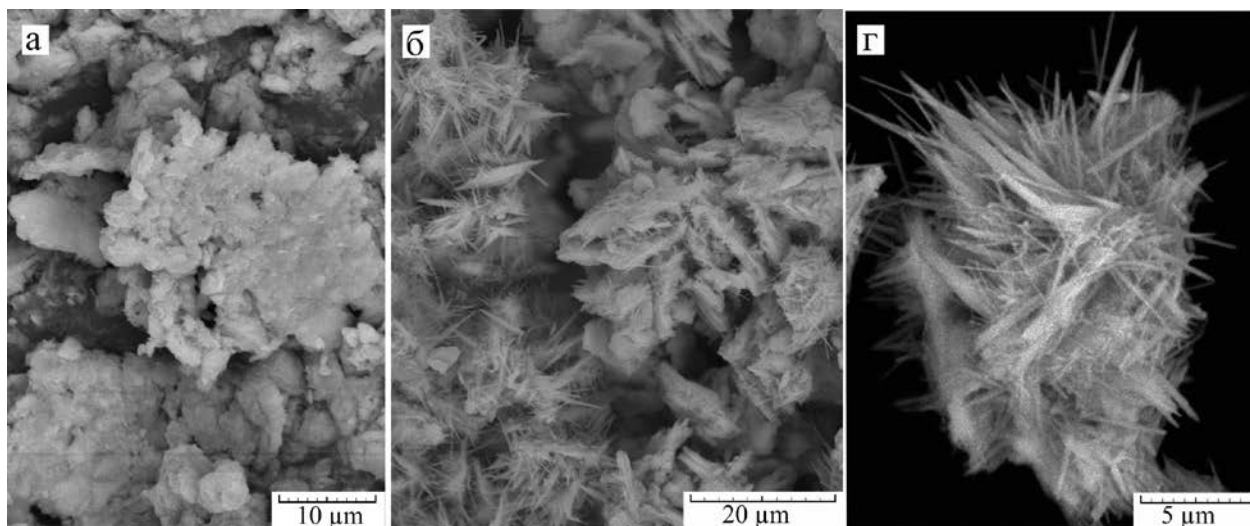
Пещера Таврида была обнаружена при строительстве одноимённой федеральной трассы в Белогорском районе республики Крым в июне 2018 г. Она располагается на 17-м км дороги Симферополь-Керчь, на абсолютной отметке 330 м н.у.м. и представляет собой крупный горизонтальный лабиринт, протяжённость которого на 24.07.2018 г. составила 1238 м. Пещера представляет собой классический объект крымского гипогенного карста, формировавшегося в палеоартезианских условиях при восходящем перетоке напорных вод из отложений мазанской свиты в вышележащие эоценовые известняки (Амеличев и др., 2018). Так же она является уникальным палеозоологическим объектом, содержащим костные останки раннеплейстоценовой фауны возрастом около 1,8-1,5 миллиона лет (Loratin et al., 2019).

Пещера заложена в нуммулитовых известняках ипрского-лютетского ярусов эоцена (симферопольская региональная свита). В районе пещеры осадконакопление происходило в условиях склона нуммулитовой банки (Копачев и др., 2008); преобладают биодетритовые известняки с минимальным количеством микритового цемента – пакстоуны и грейнстоуны. Во вмещающих породах широко распространена гётит-кварцевая минерализация, описание и генетический анализ которой будет предметом отдельного рассмотрения.

В настоящем докладе представлены предварительные результаты минералогических работ, выполненных в рамках первичного обследования пещеры в августе 2018 г. Аналитические исследования осуществлялись методами рентгенофазового (дифрактометры XRD-7000 и ДРОН-2.0,  $\text{CuK}_\alpha$ -излучение) и термического (дериватограф Q-1500D) анализов. Расчёт содержания минеральных фаз (полуколичественное определение) проводился по программе SIROQUANT. Для изучения морфологии и качественного определения элементного состава применялся сканирующий электронный микроскоп TESCAN Vega 3 с энергодисперсионным спектрометром X-АСТ (Oxford Instruments).

Изучение минерального состава наиболее рыхлого заполнителя пещеры показывает, что основными глинистыми минералами в нём являются железистый монтмориллонит и гидрослюды. Наиболее богаты железистым монтмориллонитом (до 70 %) распространённые в пещере кирпично-красные водно-механические отложения. Так же в пещере распространены зеленоватые рыхлые отложения с большим количеством карбонатного материала, которые были изучены с использованием ситового гранулометрического анализа с определением вещественного состава зёрен в размерной фракции > 0.1 мм. Медианный диаметр зёрен составляет 0.33 мм. Коэффициент сортированности ( $S_o = Q_3 / Q_1$ ) составляет 7.72, что свидетельствует о плохой сортированности осадка. По гранулометрической классификации эти отложения относятся к гравийным пескам. На долю фракции < 0.1 мм (алевриты и глины) приходится всего 12 масс. %. В составе зёрен преобладают компоненты вмещающих пород с отсутствием механического износа (фрагменты матрикса известняка, скелеты нуммулитов и иглокожих). Эти наблюдения позволяют сделать вывод, что данный тип отложений представляет собой эловий вмещающих карбонатных пород (карстогенные остаточные отложения).

В пещере широко распространена фосфатная минерализация, представленная карбонат-гидроксилатапитом и реже – витлокитом. Наиболее типичная форма нахождения фосфатов в пещере – реакционные каймы на контакте рыхлого заполнителя и карбонатного субстрата (коренные стены, глыбы известняка). Морфология карбонат-гидроксилатапита представлена на рисунке.



**Рис.** Морфология карбонат-гидроксилапатита.

Наиболее ранняя генерация: преобладающие в массе вещества грануломорфные зёрна (см. рис. 1а). Более поздняя генерация – нарастающие на них разноориентированные пластинчатые и игольчатые кристаллы (см. рис. 1б, в). Такие вариации морфологии интерпретируются как результат «первичного» осаждения фосфата кальция в виде аморфных гелей, являющихся источником вещества для устойчивых окристаллизованных форм (Dumitraș & Marinse, 2008). Витлокит (первая находка минерала в Крыму) встречен в виде относительно рыхлых микрокристаллических округлых или неправильной формы агрегатов снежно-белого цвета, которые рассеяны в массе напольной глины. Витлокит образует хорошо огранные ромбоэдрические кристаллы размером до 10 микрон.

Проявление фосфатной минерализации обусловлено наличием зоогенных отложений – костного детрита и копролитов крупных и мелких млекопитающих. Широкое распространение костных остатков рукокрылых (Д.Б. Старцев, личн. сообщ., 2018) дает основание предположить так же вклад в этот процесс минерализации отложений гуано.

Из сульфатной минерализации в пещере выявлены гипс, целестин и барит. Гипс с включениями целестина, гидроксилапатита и опала слагает коры и агрегаты в различных частях пещеры. Присутствие в их составе фосфатов позволяет сделать вывод о генетической связи сульфатной минерализации с процессами фосфоритизации органических остатков (гуано и копролитов). Как известно, этот процесс сопровождается выделением кислот, включая  $H_2SO_4$ , которая, реагируя с карбонатным субстратом, приводит к образованию гипса и других сульфатов (Onac, Veres, 2003). Барит в виде мелких расщепленных индивидов установлен в составе пластичных карбонатных отложений на стенах, представляющих собой продукт диффузного межзернового растворения вмещающих пород.

Эпигенетическая оксидно-марганцевая минерализация представлена тодорокитом, слагающим чёрные коры и примазки на стенах, реже – сажисто-чёрные агрегаты на поверхности кристаллов фреатического кальцита. Микроскопическое изучение показывает, что тодорокит представлен пластинчатыми и ячеистыми агрегатами. В нём в большом количестве выявляются объекты микробиологического происхождения, что даёт основание предполагать его образование при участии марганец-окисляющих бактерий.

Поскольку пещера хорошо изолирована от проникновения инфильтрационных карстовых вод с поверхности, кальцитовые спелеотемы (сталактиты, сталагмиты и т.д.) в ней практически отсутствуют. Среди современной карбонатной минерализации в пещере выявлены кальцит-апатитовые коры и мондмилль (лунное молоко), сложенный волокнисто-игольчатым кальцитом (Verrecchia, Verrecchia, 1994).

Обильное развитие и хорошая сохранность сульфатной и фосфатной минерализации в пещере может свидетельствовать о диагенезе зоогенных фосфорорганических отложений в условиях жаркого и сухого климата при изоляции от проникновения в неё инфильтрационных вод метеорной генерации.

*Авторы выражают благодарность И.И. Мусабирову (ИПСМ УНЦ РАН), Е.Д. Зенович (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН) и А.В. Касаткину (Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН) за аналитические работы.*

*Часть исследований выполнена в ЦКП «Геоаналитик» в рамках темы № 0393-2016-0025 государственного задания ИГГ УрО РАН.*

*Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований № 19-05-00982 «Пещера Таврида как депозитарий научной информации о генезисе и эволюции карста и основа для палеогеографических реконструкций и оценки карстоопасности в Крымском регионе».*

## Литература

Амеличев Г.Н., Токарев С.В., Самохин Г.В., Вахрушев Б.А. Карстолого-спелеологические материалы первичного обследования пещеры Таврида (Предгорный Крым) // Изучение и использование естественных и искусственных подземных пространств и закарстованных территорий. Материалы Всероссийской научно-практической конференции «II Крымские карстологические чтения». Симферополь, 2018. С. 191–196.

Копачев Л.Ф., Лыгина Е.А., Никишин А.М., Яковишина Е.В. Крымская эоценовая нуммулитовая банка // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология, 2008. № 3. С. 64–66.

Dumitraş D.G., Marincea Ş. Apatite-(CaOH) in the fossil bat guano deposit from the «dry» Cioclovina Cave, Sureanu mountains, Romania // The Canadian Mineralogist. 2008. V. 4. P. 463–477.

Lopatin A.V., Vislobokova I.A., Lavrov A.V., Startsev D.B., Gimranov D.O., Zelenkov N.V., Maschenko E.N., Sotnikova M.V., Tarasenko K.K., Titov V.V. The Taurida Cave, a new locality of Early Pleistocene vertebrates in Crimea // Doklady Biological Sciences. 2019. V. 485. P. 40–43.

Onac B.P., Veres D.S. Sequence of secondary phosphates deposition in a karst environment: evidence from Magurici Cave Romania // Eur. J. Mineral. 2003. 15. P. 741–745

Verrecchia E.P., Verrecchia K.E.. Needle-fiber calcite; a critical review and a proposed classification // Journal of Sedimentary Research. 1994. 64. P. 650–664.

---

---

**Шарыгин В.В.<sup>1</sup>, Бритвин С.Н.<sup>2</sup>, Мурашко М.Н.<sup>2</sup>, Вапник Е.<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, sharygin@igm.nsc.ru

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup>Department of Geological and Environmental Sciences, Ben-Gurion University of the Negev, Beer-Sheva, Israel

### МИНЕРАЛОГИЯ ФОСФИД-СОДЕРЖАЩИХ ГЕЛЕНИТ-РАНКИНИТОВЫХ ПАРАЛАВ, ХАТРУРИМ БЭЗИН, ИЗРАИЛЬ

Фрагменты мелкозернистых паралав, содержащие металл-фосфидную минерализацию, были впервые обнаружены в 2011 году в русле ручьев Зоар и Халамиш (Zoag and Halamish wadi) в южной части пирометаморфического комплекса Хатрурим Бэзин, пустыня Негев, Израиль. К сожалению, коренные выходы этих пород пока не удалось обнаружить. Эти породы подверглись сильным вторичным изменениям и на данный момент представляют собой «псевдоконгломераты», в которых относительно свежие фрагменты «сцементированы» агрегатом, состоящим из карбонатов, гипса и Са-гидросиликатов. В целом индивидуальные фрагменты изменены в различной степени и содержат многочисленные округлые газовые пустоты, которые сейчас заполнены Са-гидросиликатами. Степень замещения фрагментов фиксируется по изменению цвета от центра к краю: относительно свежие центральные участки имеют темный цвет, тогда как замещенные краевые части окрашены в белый цвет. Первичный парагенезис в неизмененных участках представлен геленитом, ранкинитом, полиморфами Са<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> (ларнит, флеймит), куспидином, Cr-содержащим пирротинном, фторапатитом, перовскитом и Si-Cr-V-перовскитом. При этом геленит является главным породообразующим минералом, а количество ранкинита и полиморфов Са<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> варьирует в разных участках породы. В качестве второстепенных и акцессорных минералов присутствуют хромит-магнезиохромит, вюстит-магнезиовюстит-ферропериклаз, волластонит, «Ti-куспидин», β-CaCr<sub>2</sub>O<sub>4</sub> (ромбический, *Pnma*, *a*=8.868(9), *b*=2.885(3), *c*= 10.355(11) Å, *Z* = 4)), Ва-минерал группы джерфишерита, пентландит, магнетит-магнезиоферрит, оксисульфид состава 2CaO · FeO · 2FeS, неидентифицированный Са-Fe-силикат, фаза (Ni,Fe)<sub>2</sub>As, камасит и Fe-фосфиды (Sharygin, 2019). Кристаллизация паралав происходила при высоких температурах (>1000°C) и резко восстановительных условиях, что фиксируется по химизму основных минералов: Са-силикаты и перовскиты практически не содержат Fe, а сульфиды, хромит, вюстит, камасит и фосфиды являются его основным концентратором. Химический состав основных минералов представлен в таблице. Зональность в большинстве минералов проявлена слабо. Исключение составляют геленит и «Ti-куспидин». Геленит в процессе кристаллизации от центра к краю постепенно обогащался акерманитовым и отчасти натромелилитовым миналами. В «Ti-куспидине» от центра к краю выявляется обеднение титаном и обогащение фтором, что соответствует схеме изоморфизма Ti<sup>4+</sup> + 2O<sup>2-</sup> → Ca<sup>2+</sup> + 2F<sup>-</sup>.

**Таблица.** Химический состав (ЭМРА, мас.%) основных минералов из геленит-ранкинитовой паралавы, Хатрурим Бэзин.

Минерал	n	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	ZrO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	SrO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	F	Сумма
Геленит-ц.	6	23.41	0.03		0.00		34.32	0.41	0.00	0.63	40.48	0.00	0.13	0.02	0.00			99.43
Геленит-к.	2	30.68	0.05		0.00		23.63	0.65	0.00	4.19	39.31	0.00	0.82	0.19	0.00			99.50
Ранкинит	6	41.49	0.11		0.00		0.00	0.14	0.00	0.05	58.20	0.00	0.02	0.00	0.18			100.19
Флеймит	5	28.44	0.00		0.00		0.05	0.24	0.00	0.85	59.89	0.00	1.02	0.54	8.42	0.17		99.62
Ларнит	3	32.44	0.05		0.02		0.19	0.00	0.00	0.37	62.65	0.00	0.58	0.31	3.29	0.06		99.95
Куспидин	9	32.10	1.07	0.09	0.00		0.12	0.16	0.00	0.18	59.91	0.00	0.10	0.00	0.41		9.94	104.09
Ti-куспидин-ц.	2	32.30	15.03	0.53	0.00		0.08	0.93	0.00	0.21	48.65	0.00	0.04	0.00	0.05		3.24	101.06
Ti-куспидин-к.	3	32.09	4.63	0.72	0.00		0.04	0.61	0.00	0.14	56.61	0.00	0.00	0.00	0.08		8.62	103.54
Волластонит	3	51.50	0.10		0.00		0.16	0.67	0.00	0.00	48.08	0.00	0.00	0.00	0.00			100.50
Фторapatит	7	2.68	0.00		0.00	0.10	0.00	0.39	0.01	0.00	55.41	0.16	0.02	0.00	39.14	0.16	3.38	101.46
Si-перовскит	25	7.24	41.05	0.15	2.69	1.54	1.21	0.39	0.00	0.83	43.34	0.01	0.25	0.07	0.84			99.61
Mg-хромит	2		2.24		61.64	7.82	1.34	16.43	0.51	9.22	1.03							100.21
Хромит	4		1.51		62.52	5.12	1.77	24.12	0.49	4.63	0.43							100.58
Магнетит	2		0.19		1.76	0.14	1.14	89.96	0.06	0.27	0.78							94.29
Mg-вюстит	1		0.00		0.26	0.00	0.15	63.70	0.36	34.96	0.60							100.03
Вюстит	4		0.00		0.48	0.00	0.19	80.31	0.35	18.42	0.61							100.36
Вюстит	1		0.00		0.29	0.00	0.20	89.49	0.54	9.32	0.45							100.29

Металл-фосфидная минерализация обычно приурочена к границам отдельных фрагментов паралавы с карбонат-гипс-гидросиликатным агрегатом, очень редко присутствует в газовых пустотах паралавы. Фосфиды в ассоциации с камаситом и Cr-V-пирротином образуют округлые выделения (глобулы) размером от 10 микрон до 1-2 мм и их фазовый состав сильно варьирует. Именно в таких ассоциациях на Хатрурим Бэзин были впервые найдены новые фосфидные минералы (мурашкоит FeP; трансирданит Ni<sub>2</sub>P; зуктармрурит FeP<sub>2</sub>; негевит NiP<sub>2</sub>; халамишит Ni<sub>3</sub>P<sub>4</sub>, полеховскиит MoNiP<sub>2</sub>) (Britvin et al., 2015; 2017; 2019). Следующие металл-фосфидные ассоциации (±Cr-V-пирротин) были выявлены в глобулах: камасит; стеадит (Fe-P эвтектика, в основном камасит + шрейберзит Fe<sub>3</sub>P) + камасит; баррингерит Fe<sub>2</sub>P + стеадит; шрейберзит + баррингерит; баррингерит + мурашкоит; мурашкоит + трансирданит. Другие фосфидные фазы, когенит, графит, медь, Mo-фазы и добреелит иногда встречаются в таких ассоциациях. Следует отметить, что в большинстве случаев металл-фосфидные глобулы частично или полностью замещены гематитом, магнетитом и Fe-гидроксидами и гидрофосфатами. Парагенезис фосфиды + фторapatит встречается очень редко. Следует также отметить, что в самом карбонат-гипс-гидросиликатном агрегате изредка присутствуют реликты геленита, а также зерна перовскита, хромита, волластонита, «Ti-куспидина» и клинопироксена. Это свидетельствует о том, что карбонат-гипс-гидросиликатный агрегат представляет собой продукт низкотемпературной переработки паралавы. Вполне возможно, что формирование самой паралавы и металл-фосфидной минерализации было несколько разнесено по времени. Воздействие горячих восстановленных газов на затвердевшую паралаву приводило к образованию многочисленных трещин, в которых происходило формирование металл-фосфидного парагенезиса (Britvin et al., 2015; 2017; 2019). Присутствие когенита и графита в металл-фосфидных глобулах предполагает, что газ имел преимущественно углеводородный состав.

Взаимоотношения минералов в паралаве свидетельствуют о том, что геленит и ранкинит являются самыми ранними силикатами, кристаллизовавшимися из высококальциевого силикатного расплава. Остальные минералы занимают интерстиции между ними, и пирротин представляет собой наиболее позднюю фазу (Sharygin, 2019). Согласно экспериментальным и расчетным данным в системе CaO-SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Mao et al., 2006), ассоциация геленит + ранкинит является ликвидусной при температуре около 1300°C, при этом ранкинит может кристаллизоваться в достаточно узком поле составов. Формирование пирротина, как наиболее поздней фазы, возможно, происходило при температуре около 1000°C. Изучение включений расплава в шорломит-ранкинитовых паралавах, другого типа паралав на Хатрурим Бэзин (Sharygin et al., 2006), показало, что ранкинит кристаллизовался при T>1160°C. Таким образом, локальное плавление исходного осадочного субстрата и кристаллизация в восстановительных условиях при 1300-1000°C способствовало появлению на Хатрурим Бэзин паралав с уникальной минералогией, включающей металл-фосфидную ассоциацию, вюстит-ферропериклаз, Si-Cr-V-перовскит, CaCr<sub>2</sub>O<sub>4</sub>, оксисульфид 2CaO · FeO · 2FeS и другие фазы, которые не содержат Fe<sup>3+</sup>.

*Данная работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант 17-17-01056 - изучение химического состава минералов; грант 18-17-00079 – структурные исследования минералов).*

## Литература

- Britvin S.N., Murashko M.N., Vapnik Ye., Polekhovskiy Y.S., Krivovichev S.V.* Earth's phosphides in Levant and insights into the source of Archean prebiotic phosphorus // *Scientific Reports*. 2015. Vol. 5. Article 8355.
- Britvin S.N., Murashko M.N., Vapnik E., Polekhovskiy Yu.S., Krivovichev S.V.* Barringerite  $\text{Fe}_2\text{P}$  from pyrometamorphic rocks of the Hatrurim Formation, Israel // *Geology of Ore Deposits*. 2017. Vol. 59. No. 7. P. 619–625.
- Britvin S.N., Murashko M.N., Vapnik Ye., Polekhovskiy Y.S., Krivovichev S.V., Vereshchagin O.S., Vlasenko N.S., Shilovskikh V.V., Zaitsev A.N.* Zuktamrurite,  $\text{FeP}_2$ , a new mineral, the phosphide analogue of löllingite,  $\text{FeAs}_2$  // *Physics and Chemistry of Minerals*. 2019. Vol. 46. P. 361–369.
- Britvin S.N., Murashko M.N., Vereshchagin O.S., Vapnik Y., Shilovskikh V.V., Vlasenko N.S.* Polekhovskiyite, IMA 2018-147. CNMNC Newsletter No. 48, April 2019, page 401 // *European Journal of Mineralogy*. 2019. Vol. 31, P. 399–402.
- Britvin S.N., Vapnik Y., Polekhovskiy, Y.S., Krivovichev, S.V., Krzhizhanovskaya M.G., Gorelova L.A., Vereshchagin O.S., Shilovskikh V.V., Zaitsev A.N.* Murashkoite,  $\text{FeP}$ , a new terrestrial phosphide from pyrometamorphic rocks of the Hatrurim Formation, South Levant // *Mineralogy and Petrology*. 2019. Vol. 113. P. 237–248.
- Mao H., Hillert M., Selleby M., Sundman B.* Thermodynamic assessment of the  $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$  system // *Journal of the American Ceramic Society*. 2006. Vol. 89. P. 298–308.
- Sharygin V.V., Vapnik Ye., Sokol E.V., Kamenetsky V.S., Shagam R.* Melt inclusions in minerals of schorlomite-rich veins of the Hatrurim Basin, Israel: composition and homogenization temperatures // In: ACROFI I Program with Abstracts, Edited by Ni Pei and Li Zhaolin, Nanjing, China, 2006. P. 189–192.
- Sharygin V.V.* Orthorhombic  $\text{CaCr}_2\text{O}_4$  in phosphide-bearing gehlenite-rankinite paralava from Hatrurim Basin, Israel: preliminary data // In: Proceedings of 36<sup>th</sup> International Conference “Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits”, 23–26 May 2019, Saint Petersburg 2019. P. 272–276.

**Шарыгин В.В.<sup>1</sup>, Вапник Е.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, sharygin@igm.nsc.ru

<sup>2</sup>Department of Geological and Environmental Sciences, Ben-Gurion University of the Negev, Beer-Sheva, Israel

### ФЕРРИТЫ И СИЛИКОФЕРРИТЫ В МАГНЕТИТ-ГЕМАТИТОВОМ НОДУЛЕ, ХАТРУРИМ БЭЗИН, ИЗРАИЛЬ

Желваки ферритных фаз (в основном, гематита) довольно распространенное явление в пирометаморфических породах разного состава на Хатрурим Бэзин, пустыня Негев, Израиль. Наиболее всего они характерны для «оливковых» пород (верхняя часть разреза). Желваки такого состава пока мало изучены и их генезис не совсем ясен: образуются ли они в результате пирометаморфических реакций за счет перераспределения вещества (заполнение пустот в паралавах и других высокотемпературных породах при газотранспортном переносе) (Sharygin, 2019), либо являются продуктами термального преобразования железистых сегрегатов (Fe-оксиды и гидроксиды) в исходных осадочных породах? Крупный ферритный нодуль (6 x 6 x 4 см) был найден в феврале 2019 года в русловых отложениях в верховье ручья Зоар (Zoar wadi), южная часть пирометаморфического комплекса Хатрурим Бэзин. В целом, образец оказался очень интересным, поскольку его центральные и краевые зоны различаются по минеральному составу. Средний химический состав ферритов представлен в таблице.

Центральная часть сложена магнетитом и гематитом. В малых количествах присутствуют кальцит, Тi-андрадит ( $\text{TiO}_2$  – 0.6–0.8 мас. %), фторопатит, барит ( $\text{SrO}$  – до 5.8 мас. %) и гётит, располагающиеся на границе между зёрнами магнетита и гематита. Магнетит обогащен  $\text{ZnO}$  и имеет следующий состав –  $(\text{Fe}^{2+}_{0.81}\text{Zn}_{0.11}\text{Ni}_{0.04}\text{Mg}_{0.03}\text{Mn}_{0.01})(\text{Fe}^{3+}_{1.95}\text{Al}_{0.05})\text{O}_4$ . В нем присутствуют тонкие ориентированные структуры распада твердого раствора магнетит – франклинит – ганит  $(\text{Fe}^{2+}_{0.50}\text{Zn}_{0.43}\text{Ni}_{0.02}\text{Mg}_{0.02}\text{Ca}_{0.02}\text{Mn}_{0.01})(\text{Fe}^{3+}_{1.55}\text{Al}_{0.45})\text{O}_4$ . Состав гематита близок к идеальному:  $(\text{Fe}^{3+}_{1.96}\text{Al}_{0.03}\text{Ti}_{0.01})\text{O}_3$ . В магнетите также выявлены полиминеральные включения (10–50  $\mu\text{m}$ ), содержащие ларнит, флюорэллестадит, К-Са-сульфаты (кальциолангбейнит  $\text{K}_2\text{Ca}_2(\text{SO}_4)_3$  и фаза  $\text{K}_2\text{Ca}(\text{SO}_4)_2$ ), газевит  $\text{BaCa}_6(\text{SiO}_4)_2(\text{SO}_4)_2\text{O}$  и барит.

**Таблица.** Химический состав ( мас.%) ферритных фаз из магнетит-гематитового нодуля, Хатрурим Бэзин.

Минерал	n	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	SrO	BaO	NiO	ZnO	CuO	Сумма
<i>Центральная часть нодуля</i>																
Гематит	16	0.00	0.47	0.00	0.81	98.28	0.42	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	99.99
Магнетит	43	0.00	0.00	0.00	1.01	67.80	25.14	0.32	0.50	0.21	0.00	0.00	1.25	3.82	0.00	100.07
Zn-Al магнетит	6	0.00	0.00	0.00	10.31	55.72	16.15	0.29	0.45	0.44	0.00	0.00	0.64	15.75	0.00	99.75
<i>Внешняя часть нодуля</i>																
Гематит	50	0.00	0.15	0.00	0.62	99.23	0.06	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.13
Франклинит	55	0.00	0.00	0.10	3.21	64.80	1.54	0.52	2.44	0.46	0.00	0.00	5.02	21.69	0.54	100.32
Бароферрит	33	0.00	0.69	0.00	1.61	86.30	0.00	0.10	0.00	1.27	2.10	7.42	0.07	0.73	0.00	100.28
Хесинит	48	5.38	0.51	0.00	3.94	73.94	0.21	0.16	0.24	15.27	0.00	0.00	0.36	0.55	0.00	100.55
CCF-1	5	1.65	0.00	0.00	4.50	73.37	1.19	0.30	1.10	10.90	0.00	0.00	1.66	5.07	0.29	100.04
CCF-2	4	0.00	0.00	0.00	7.82	73.42	2.09	0.29	0.84	10.66	0.00	0.00	1.40	3.49	0.06	100.06
CCF-3	10	0.00	0.00	0.00	2.92	77.72	1.92	0.42	0.53	8.02	0.00	0.00	0.93	6.83	0.74	100.02

n – среднее, CCF-1 - CCF-3 – силикоферрит и ферриты на основе Ca<sub>4</sub>Fe<sub>14</sub>O<sub>25</sub>. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO рассчитаны по балансу зарядов.

Краевая зона (до 5 мм) кардинально отличается от центральной части по минералогии, в первую очередь по присутствию франклинита вместо магнетита и появлению бароферрита, Са-ферритов и силикоферритов. Это зона содержит большое количество пустот, которые иногда частично или полностью заполнены гётитом, Fe-гидроксидами, Fe-хлоритом, кальцитом, шорломитом (TiO<sub>2</sub> – 13.9–20.4 мас. %) и Са-Fe-гидросиликофосфатом. Второстепенные фторapatит и барит постоянно присутствуют в этой зоне. В гематите также выявлены сульфатные включения (10–20 μm), содержащие кальциолангбейнит, арканит K<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> и ангидрит. Гематит содержит малые концентрации TiO<sub>2</sub> и его состав соответствует формуле (Fe<sup>3+</sup><sub>1.98</sub>Al<sub>0.02</sub>)O<sub>3</sub>. Остальные ферритные фазы характеризуются постоянным присутствием ZnO в различных количествах. Франклинит обогащен NiO и MgO: (Zn<sub>0.61</sub>Ni<sub>0.15</sub>Mg<sub>0.14</sub>Fe<sup>2+</sup><sub>0.04</sub>Mn<sub>0.02</sub>Ca<sub>0.02</sub>Cu<sub>0.02</sub>)(Fe<sup>3+</sup><sub>1.95</sub>Al<sub>0.05</sub>)O<sub>4</sub>. Бароферрит существенно отличается от бароферрита BaFe<sup>3+</sup><sub>12</sub>O<sub>19</sub> из других пород Хатрурим Бэзин (Мурашко и др., 2010; Galuskina et al., 2017) высокими концентрациями СаО, SrO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Его состав – (Ba<sub>0.52</sub>Ca<sub>0.24</sub>Sr<sub>0.22</sub>Mn<sub>0.02</sub>)(Fe<sup>3+</sup><sub>11.48</sub>Al<sub>0.34</sub>Ti<sub>0.09</sub>Zn<sub>0.09</sub>)O<sub>19</sub>. Са-ферриты и силикоферриты сильно варьируют по составу и, к сожалению, их иногда очень трудно идентифицировать. В структурном плане все они, по-видимому, относятся к группе рёнита-доррита (надгруппа сапфирина) и к синтетическим фазам, SFCA-CFF гомологам этой группы (Mumme, 1988; 2003; Mumme et al., 1998). Самый распространенный силикоферрит в изученном нодуле соответствует ряду хесинит - доррит (Galuskina et al., 2017). Его состав – Ca<sub>4</sub>(Ca<sub>1.47</sub>Zn<sub>0.13</sub>Mg<sub>0.13</sub>Ni<sub>0.10</sub>Ti<sub>0.08</sub>Fe<sup>2+</sup><sub>0.06</sub>Mn<sub>0.04</sub>)(Fe<sup>3+</sup><sub>9.95</sub>Ti<sub>0.05</sub>)O<sub>4</sub>(Fe<sup>3+</sup><sub>8.65</sub>Si<sub>1.80</sub>Al<sub>1.55</sub>)O<sub>36</sub>. Следует отметить, что все минералы этой серии с Хатрурим Бэзин и других проявлений формации Хатрурим характеризуются высокой концентрацией Са в позиции М5 (>0.85-1.00 ф.е.). Минерал из ферритного желвака по содержанию Са (~1.5 ф.е.) наиболее близок к гипотетическому миналу Ca<sub>4</sub>Ca<sub>2</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>10</sub>O<sub>4</sub> [Fe<sup>3+</sup><sub>10</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>36</sub>], предлагаемому для ряда хесинит - доррит (Galuskina et al., 2017).

Остальные ферриты (CCF-2, CCF-3) и силикоферрит (CCF-1), немного различающиеся по СаО и SiO<sub>2</sub>, скорее всего, относятся к структурному типу Ca<sub>4</sub>Fe<sub>14</sub>O<sub>25</sub> (≈CaFe<sub>4</sub>O<sub>7</sub>, “грандиферрит», Чесноков и др., 1992). Их составы: CCF-1 – (Ca<sub>2.56</sub>Zn<sub>0.82</sub>Ni<sub>0.29</sub>Fe<sup>2+</sup><sub>0.22</sub>Mn<sub>0.06</sub>Cu<sub>0.05</sub>)(Fe<sup>3+</sup><sub>12.11</sub>Al<sub>1.16</sub>Mg<sub>0.37</sub>Si<sub>0.36</sub>)O<sub>25</sub>; CFF-2 – (Ca<sub>2.48</sub>Zn<sub>0.66</sub>Mg<sub>0.27</sub>Ni<sub>0.24</sub>Fe<sup>2+</sup><sub>0.38</sub>Mn<sub>0.05</sub>Cu<sub>0.01</sub>)(Fe<sup>3+</sup><sub>12.00</sub>Al<sub>2.00</sub>)O<sub>25</sub>; CFF-3 – (Ca<sub>1.94</sub>Zn<sub>1.14</sub>Mg<sub>0.18</sub>Ni<sub>0.17</sub>Fe<sup>2+</sup><sub>0.36</sub>Mn<sub>0.08</sub>Cu<sub>0.13</sub>)(Fe<sup>3+</sup><sub>13.22</sub>Al<sub>0.78</sub>)O<sub>25</sub>. Эти фазы встречаются в виде отдельных зерен в гематите, иногда находятся в сростании между собой, а фаза CFF-3 также образует структуры распада в франклините.

Следует отметить, что сложные Са-ферриты и силикоферриты, обнаруженные на Хатрурим Бэзин (Galuskina et al., 2017; данная работа), характерны и для других проявлений формации Хатрурим. Они также были выявлены в порцелланитах Чехии (Záček et al., 2015), в метакарбонатных породах из горелых терриконов Челябинского и Донецкого угольных бассейнов (Чесноков и др., 1992; Sharygin, 2010; Шарыгин, 2013) и в метакарбонатных ксенолитах В.Айфеля.

Таким образом, изучение ферритного желвака с Хатрурим Бэзин показывает, что в процессе пирометаморфических преобразований происходило повышение фугитивности кислорода и миграция некоторых элементов (в частности Zn, Ti, Ni и Cu) в краевую зону с образованием франклинита, шорломита, бароферрита, Са-ферритов и силикоферритов. По-видимому, этому способствовала реакция между гематитом/магнетитом и высококальциевым силикатным окружением при высоких температурах. Температуру воздействия на магнетит-гематитовую ассоциацию можно грубо оценить как ≤ 1200°C, исходя из экспериментальных данных (Scarlett et al., 2004). В высококальциевых системах с SiO<sub>2</sub> ферриты разного состава стабильны до температур 1200–1210 °C, а с повышением температуры они будут реагировать с SiO<sub>2</sub> или Са-силикатами с образованием Са-силикоферритов группы рёнита-доррита (Scarlett et al., 2004).

*Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант 17-17-01056).*



## Литература

Мурашко М.Н., Чуканов Н.В., Муханова А.А., Вапник Е., Бритвин С.Н., Кривовичев С.В., Полюховский Ю.С., Ивакин Ю.Д. Бариоферрит  $\text{BaFe}^{3+}_{12}\text{O}_{19}$  - новый минерал группы магнетоплюмбита из формации Хатрурим (Израиль) // Зап. РМО. 2010. Ч. 139. № 3. С. 22–30.

Чесноков Б.В., Баженова Л.Ф., Вилисов В.А., Крецер Ю.Л. Новые минералы из горелых отвалов Челябинского угольного бассейна (сообщение третье) // Минералы и минеральное сырье Урала. 1992. Екатеринбург, УрО РАН. С. 127–136.

Шарыгин В.В. Минералы надгруппы майенита из горелого террикона Челябинского угольного бассейна // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 11. С. 2031–2052.

Galuskina I.O., Galuskin E.V., Pakhomova A.S., Widmer R., Armbruster T., Krüger B., Grew E.S., Vapnik Ye., Dzierżanowski P., Murashko M. Khesinite,  $\text{Ca}_4\text{Mg}_2\text{Fe}^{3+}_{10}\text{O}_4[(\text{Fe}^{3+}_{10}\text{Si}_2)\text{O}_{36}]$ , a new rhönite-group (sapphirine supergroup) mineral from the Negev Desert, Israel – natural analogue of the SFCA phase // European Journal of Mineralogy. 2017. Vol. 29. P. 101–116.

Mumme W.G. A note on the relationship of  $\text{Ca}_{2.3}\text{Mg}_{0.8}\text{Al}_{1.5}\text{Si}_{1.1}\text{Fe}_{8.3}\text{O}_{20}$  (SFCA) with aenigmatite group minerals and sapphirine // N. Jb. Mineral. Mh. 1988 (8). P. 359–366.

Mumme W.G. The crystal structure of SFCA-II,  $\text{Ca}_{5.1}\text{Al}_{9.3}\text{Fe}^{3+}_{18.7}\text{Fe}^{2+}_{0.9}\text{O}_{48}$ , a new homologue of the aenigmatite structure-type, and structure refinement of SFCA-type,  $\text{Ca}_2\text{Al}_5\text{Fe}_7\text{O}_{20}$ . Implication for the nature of the “ternary-phase solid-solution” previously reported in the  $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3$ -iron oxide system // N. Jb. Mineral. Abh. 2003. Vol. 178. P. 307–335.

Mumme W.G., Clout J.M.F., Gable R.W. The crystal structure of SFCA-I,  $\text{Ca}_{3.18}\text{Fe}^{3+}_{14.66}\text{Al}_{1.34}\text{Fe}^{2+}_{0.82}\text{O}_{28}$ , a homologue of the aenigmatite structure type, and new crystal structure refinements of  $\beta$ -CFF,  $\text{Ca}_{2.99}\text{Fe}^{3+}_{14.30}\text{Fe}^{2+}_{0.55}\text{O}_{25}$  and Mg-free SFCA,  $\text{Ca}_{2.45}\text{Fe}^{3+}_{9.04}\text{Al}_{1.74}\text{Fe}^{2+}_{0.16}\text{Si}_{0.6}\text{O}_{20}$  // N. Jb. Mineral. Abh. 1998. Vol. 173. P. 93–117.

Scarlett N.V.Y., Pownceby M.I., Madsen I.C., Christensen A.N. Reaction sequences in the formation of silicoferrites of calcium and aluminum in iron ore sinter // Metallurgical and Materials Transactions B. 2004. Vol. 35B. P. 929–936.

Sharygin V.V. Mineralogy of Ca-rich metacarbonate rocks from burned dumps of the Donetsk coal basin // In: Latest Developments in Coal Fire Research. Bridging the Science, Economics, and Politics of a Global Disaster. Proc. “ICCFR2–Second Int. Conf. on Coal Fire Research”. Berlin, Germany, 2010. pp. 162–170.

Sharygin V.V. A hibonite-spinel-corundum-hematite assemblage in plagioclase-clinopyroxene pyrometamorphic rock, Hatrurim Basin, Israel: chemical composition, genesis and temperature estimation // Mineralogical Magazine. 2019. Vol. 83, P. 123–135.

Záček V., Skála R., Dvůrák Z. Combustion metamorphism in the Most Basin // in “Coal and Peat Fires: A Global Perspective, volume 3: case studies - coal fires” (G.B. Stracher, A. Prakash, E.V. Sokol, eds.), Elsevier, 2015. P. 162–202.

---

---

Щипалкина Н.В.<sup>1,2</sup>, Пеков И.В.<sup>1</sup>, Кошлякова Н.Н.<sup>1</sup>, Сидоров Е.Г.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Московский государственный университет, Москва, Россия,

<sup>2</sup>ФНИЦ «Кристаллография и фотоника» РАН, Москва, Россия, [estel58@yandex.ru](mailto:estel58@yandex.ru)

<sup>3</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

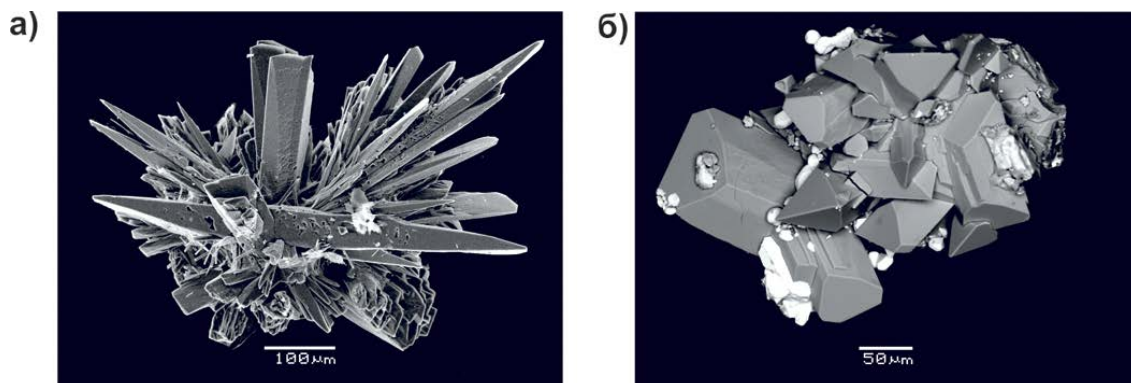
### НЕОБЫЧНАЯ ВЫСОКОМЫШЬЯКОВАЯ И ВЫСОКОФОСФОРНАЯ РАЗНОВИДНОСТЬ ФОРСТЕРИТА ИЗ ФУМАРОЛЬНЫХ ЭКСГАЛЯЦИЙ ВУЛКАНА ТОЛБАЧИК (КАМЧАТКА)

Необычная разновидность форстерита, содержащая рекордно высокие среди природных образцов оливина количества фосфора и мышьяка (до 12.9 мас. %  $\text{P}_2\text{O}_5$  и до 16.0 мас.%  $\text{As}_2\text{O}_5$ ), найдена нами в возгонах активной фумаролы Арсенатной на Втором конусе Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг. в 18 км к ЮЮЗ от вулкана Плоский Толбачик (Толбачинский дол, Камчатка). Эта разновидность минерала находится в ассоциации с бедным примесями форстеритом (близким по составу к  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ ), ангидритом, диопсидом, гематитом, гаюином, фторапатитом, свабитом, шпинелью и кальцийохиллеритом.

Описываемая разновидность форстерита по содержанию фосфора уступает лишь техногенным оливинам, найденным в расплавленных гнейсах доисторических жертвенных алтарей долины Отц (Австрия) (Tropperetal. 2004; Schneideretal. 2013), и синтетическим образцам. Также наш форстерит – первый среди природных и синтетических силикатных оливинов, в котором установлена примесь мышьяка.

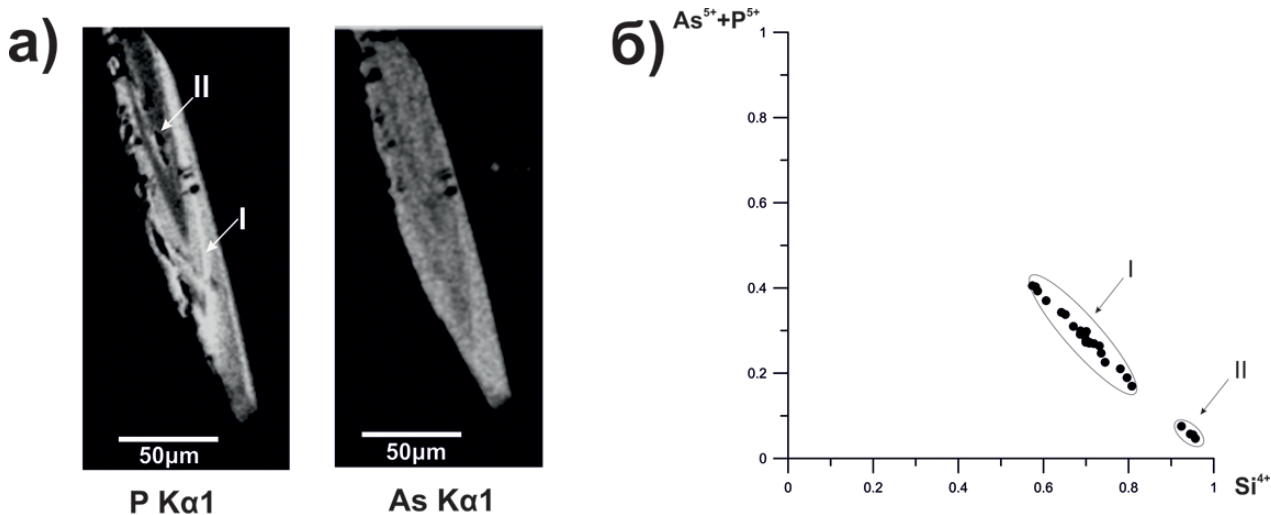
Обогащённый As и P форстерит образует в фумароле Арсенатной нарастающие на изменённый фумарольными газами базальтовый шлак прозрачные бесцветные, нередко с полупрозрачными молочно-

белыми зонами удлиненные, иногда кинжаловидные кристаллы до 40 x 50 x 400 мкм, вытянутые вдоль [001] и обычно уплощенные по (010). Они нередко собраны в радиальные агрегаты и щёточки (рис. 1а). Примечательно, что морфология кристаллов обогащённого As и P форстерита и ассоциирующего с ним «обычного» форстерита различна. Последний представлен в этой минеральной ассоциации гладкогранными кристаллами с основными гранями {110}, {021}, {120} и {101} (рис.1б).



**Рис. 1.** Сросток удлинённых кристаллов обогащённого As и P форстерита (а) и друза хорошо огранённых кристаллов "обычного", обеднённого примесями форстерита (б) из возгонов фумаролы Арсенатной. Изображения во вторичных (а) и отраженных (б) электронах.

Для кристаллов обогащённого As и P форстерита характерны две зоны, различающиеся по химическому составу (рис. 2а). Зона I отличается высокими содержаниями фосфора и мышьяка (от 0.1 до 0.4 атома на формулу As+P), колебания которых обуславливают еще один тип зональности – осцилляционную. В зоне II содержания этих компонентов невысоки (рис. 2б). Появление в кристаллах форстерита двух типов



**Рис. 2.** Карты распределения фосфора и мышьяка в полированном срезе кристалла обогащённого As и P форстерита из возгонов фумаролы Арсенатной (а) и соотношение As+P : Si в различных зонах такого кристалла (б), по осям отложены коэффициенты в расчете на традиционную формулу оливина  $Me_2TO_4$ . Римские цифры I и II см. текст.

химической зональности скорее всего обусловлено разными причинами. Более тонкая осцилляционная зональность может быть связана с изменением концентраций As и P в фумарольном газе, в т.ч. в результате колебаний его температуры. Появление зон I и II скорее всего непосредственно связано с особенностями динамики роста кристалла. Примечательно, что картины внутреннего строения кристаллов и распределения в них примесей пятивалентных компонентов для нашего фумарольного форстерита и магматического оливина близки. Так, в магматических оливинах наиболее обогащены фосфором "ветви" раннего скелетного индивида, с образования которого начинается рост полногранного кристалла, в то время как вещество,

заполняющее пространство между "ветвями", в т.ч. слагающее грани кристалла, характеризуется более низким содержанием  $P_2O_5$  (Milman-Barrisetal., 2008; Tscheggetal., 2010; Sakyietal., 2012; Welschetal., 2014; Щербаков, Плечов, 2018). Скорее всего, это говорит о том, что динамика роста кристаллов оливина и поведение пятивалентных компонентов мало зависит от того, растёт кристалл из расплава или же из газовой фазы.

Исследование обогащённого As и P форстерита методом монокристалльного рентгеноструктурного анализа показало, что данный минерал характеризуется обычной для оливина пространственной группой  $Pbnm$ . Параметры его элементарной ячейки таковы:  $a = 4.7762(2)$ ,  $b = 10.2643(4)$ ,  $c = 5.9646(2)$  Å,  $V = 292.41(2)$  Å<sup>3</sup>. Структура уточнена до финального  $R$ -фактора 2.88 % по 532 отражениям с  $F > 2\sigma(F)$ . Кристаллохимическая формула:  $M^{(1)}(Mg_{0.83}[vac]_{0.17})M^{(2)}(Mg_{0.95}[vac]_{0.05})(Si_{0.56}P_{0.32}As_{0.12})O_4$ , где [vac] – вакансия. Таким образом, изоморфная схема, объясняющая вхождение пятивалентных компонентов в форстерит:  ${}^{VI}Mg^{2+} + 2{}^{IV}Si^{4+} \leftrightarrow {}^{VI}[vac]^0 + 2{}^{IV}T^{5+}$ , где  $T^{5+} = P, As$ , а римскими цифрами указаны координационные числа. Электронейтральный точечный дефект  $V_{Mg}$  в структуре этой разновидности форстерита установлен в обеих позициях  ${}^{VI}M(1)$  и  ${}^{VI}M(2)$ , но значительно более вакансионной является позиция  $M(1)$ , что совпадает с данными моделирования нейтральных дефектов в структуре форстерита, опубликованными в работах (Walkeretal., 2009; Stashans, Flores, 2013).

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 17-05-00179, в части исследования химического состава обогащенного As и P форстерита) и РНФ (грант 19-17-00050, в части структурного исследования обогащенного As и P форстерита).*

### Литература

- Щербаков В.Д., Плечов П.Ю. Фосфор-содержащий оливин из лавового потока 2012–2013 гг. вулкана Толбачик // Новые данные о минералах. № 1. С. 15–17.
- Milman-Barris M., Beckett J., Baker M., Hofmann A., Morgan Z., Crowley M., Vielzeuf D., Stolper E. Zoning of phosphorus in igneous olivine // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2008. Vol. 155. P. 739–765
- Sakii P.A., Tanaka R., Kobayashi K., Nakamura E. Inherited Pb isotopic records in olivine antecryst-hosted melt inclusions from Hawaiian lavas // Geochemica et Cosmochimica Acta. 2012. Vol. 95. P. 169–195
- Schneider P., Tropper P., Kaindl R. The formation of phosphoran olivine and stanfieldite from the pyrometamorphic breakdown of apatite in slags from a prehistoric ritual immolation site (Goldbichl, Igls, Tyrol, Austria) // Mineralogy and Petrology. 2013. Vol. 107. P. 327–340
- Stashans A., Flores Y. Modelling of neutral vacancies in forsterite mineral // International Journal of Modern Physics. 2013. № B27 (25). P. 1–14
- Tropper P., Recheis A., Konzett J. (2004) Pyrometamorphic formation of phosphorus-rich olivines in partially molten metapelitic gneisses from a prehistoric sacrificial burning site (Otz Valley, Tyrol, Austria) // European Journal of Mineralogy. 2004. Vol. 16. P. 631–640
- Tschegg C., Ntaflos T., Kiraly F., Harangi S. High temperature corrosion of olivine phenocrysts in Pliocene basalts from Banat Romania // Austrian Journal of Earth Science. 2010. Vol. 103. P. 101–110
- Walker A.W., Woodley S.M., Slater B., Wright K. A computational study of magnesium point defects and diffusion in forsterite // Physics of Earth Planet International. 2009. Vol. 172. P. 20–27
- Welsh B., Hammer J., Hellebrand E. Phosphorus zoning reveals dendritic architecture of olivine // Geology. Geological Society of America. 2014.

**ГЕММОЛОГИЯ,  
ПРИРОДНЫЙ КАМЕНЬ В АРХИТЕКТУРЕ  
И ПРОИЗВЕДЕНИЯХ ИСКУССТВА**

---

*Антипов И.В.<sup>1</sup>, Антонов А.А.<sup>1</sup>, Елиин Д.Д.<sup>1</sup>, Савченко А.И.<sup>2</sup>, Тарасенко А.Б.<sup>3</sup>*  
*<sup>1</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия*  
*<sup>2</sup>ООО «Реставрационные технологии», Санкт-Петербург, Россия, savanton@mail.ru,*  
*<sup>3</sup>Санкт-Петербургский Горный университет, Санкт-Петербург, Россия*

## **ПРИРОДНЫЙ КАМЕНЬ В АРХИТЕКТУРЕ ВЕЛИКОГО НОВГОРОДА: ЕГО СОСТАВ И МЕСТА ДОБЫЧИ**

Интенсивное развитие каменного строительства в Великом Новгороде и на прилегающих территориях с начала XII века требовало наряду с кирпичом, известью и песком большого количества природного камня, который преимущественно использовался как кладочный и облицовочный материал для стен и полов. В краеведческих, исторических и архитектурных источниках существует устоявшееся мнение, что для строительных целей в этом регионе преимущественно использовался известняк, добывавшийся на южном берегу озера Ильмень и относящийся к бургским слоям верхнего девона.

Для наглядной литолого-минералогической характеристики строительного камня и уточнения мест его добычи были проведены полевые работы с отбором образцов и их лабораторное изучение. В процессе натурального обследования образцы горных пород были отобраны как из кладки стен и облицовки полов некоторых новгородских памятников архитектуры, так и из коренных выходов бургских слоев в обнажениях на Ильменском глинте в районе деревни Ретлё. Образцы природного камня были отобраны на следующих архитектурных объектах: Георгиевский собор Юрьева монастыря (1119 г.), церковь Петра и Павла на Синичьей горе (1185–1195 гг.), церковь Воскресения на Мячине (1195–1196, 1463 гг.), церковь Рождества Богородицы Десятинного монастыря (1397 г.). Особое внимание было уделено двум новгородским гражданским постройкам, находящимся на территории новгородского Кремля, — т.н. «Палате Василия Калики» (вероятно, 1350 г.) и Владычной (Грановитой) палате (1433 г.). Изучение отобранных для исследований образцов было проведено с применением комплекса инструментальных методов и приемов, включающего макроскопическое описание горной породы, изучение породы в петрографическом шлифе, рентгено-спектральный флуоресцентный (силикатный) анализ, рентгенофазовый анализ, электронномикроскопические исследования и микрозондовый анализ.

По результатам проведенных исследований было подтверждено, что при строительстве в Великом Новгороде и на прилегающих территориях в качестве стенового кладочного материала использовались известняки бургских слоёв (D<sub>3</sub>br). В тоже время в кладке стен был выявлен кварцевый слабослюдистый тонко-мелкозернистый ожелезненный буро-красно-коричневый песчаник, стратиграфически относящийся к ильменским слоям (D<sub>3</sub>il) и добывавшийся совместно с бургскими известняками. Но наибольший интерес вызвали находки доломитизированных известняков и алевролитов вторичных доломитов. При этом все образцы, отобранные из плит, использованных для выкладки полов, оказались либо вторичными доломитами, либо сильно доломитизированными известняками с обязательным присутствием алевролитовой преимущественно кварцевой по составу компоненты. Точное определение стратиграфической принадлежности изученных образцов в рамках проводимых работ из-за отсутствия ископаемых остатков и ввиду большого количества подобных доломитов на разных интервалах разреза франского яруса оказалось невозможным. В то же время подобные породы однозначно не относятся к бургским слоям. И соответственно их добыча осуществлялась не на ломках, располагавшихся вдоль Ильменского глинта. На данном этапе исследований предполагается, что подобные породы, являющиеся доломитизированными известняками и вторичными доломитами, относятся к породам саргаевского или раннесемилукского возраста (поздний девон, средний фран). Для подтверждения данного предположения, определения стратиграфической принадлежности и установления мест добычи, данных разновидностей строительного природного камня предполагается дальнейшее проведение полевых работ с отбором проб каменного материала из естественных обнажений и их лабораторное изучение.

*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФ в рамках научного проекта № 18-18-00045.*

## **ПРОБЛЕМА СОГЛАСОВАНИЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЙ И ИСКУССТВОВЕДЧЕСКОЙ НОМЕНКЛАТУРЫ (НА ПРИМЕРЕ ЯШМ И ПОРФИРОВ)**

Минералы и горные породы являются предметом экспонирования не только в геологических музеях, но и в качестве элементов художественных и декоративно-прикладных изделий в художественных, историко-краеведческих и пр. музеях. Важнейшей задачей научных сотрудников любого музея – грамотная атрибуция имеющихся в фондах музея памятников. Сотрудники музеев, не имеющие профильного геологического образования, в своей работе опираются, прежде всего, на архивную документацию и сравнительно-аналитический метод исследования. В искусствоведческой литературе и архивных документах фигурируют исторически сложившиеся названия тех или иных материалов, зачастую слабо соотносящиеся с их петрографической характеристикой. Между тем, такая характеристика крайне важна для определения происхождения горной породы и поиска аналогичного материала (например, для реставрационных работ). Таким образом, несогласованность использования номенклатуры исторических региональных названий различных видов пород между специалистами гуманитарного и геологического направлений затрудняет полноценную идентификацию камнерезных изделий, и, следовательно, атрибуцию самих художественных изделий. Наиболее яркими примерами расхождения искусствоведческой и геолого-минералогической номенклатуры являются такие распространенные наименования как: камень, так называемой «царицы ваз» искусствоведы традиционно называют «ревневская яшма» в то время как геологи подобный камень называют роговиковой породой; или так называемая калканская яшма – один из самых известных уральских декоративных камней геологи считают туфовой породой. Отсюда возникает важная проблема согласования искусствоведческой и петрографической номенклатур.

Следует отметить, что точное петрографическое определение породы в изделиях оказывается затруднительным ввиду невозможности применения разрушающих методов диагностики. Если речь идёт о минералах (и, как правило, ювелирных изделиях), то здесь применение спектроскопических (КР, ИК) методов в большинстве случаев позволяет однозначно идентифицировать камень. Для горных пород, как полиминеральных агрегатов неоднородного строения, эти методики будут мало информативны ввиду их локальности.

Таким образом, существует необходимость:

1. Создания единого подхода к наименованию горных пород, являющихся элементом художественных изделий
2. Разработки неразрушающей методики идентификации горных пород в изделиях, удобной для применения лицами без профильного геологического образования (искусствоведами, сотрудниками художественных, историко-краеведческих и др. музеев)
3. Формирования на основе указанного подхода эталонных коллекций и базы данных по горным породам в художественных изделиях, для использования широким кругом специалистов.

Нами была протестирована возможность идентификации яшм из собрания Горного музея, поступивших в музей из императорского Эрмитажа в составе коллекции Екатерины II в 1816 г, с помощью портативного РФА-спектрометра Innov-X Delta 50 ED-XRF. Среди 25 изученных пластин одна оказалась типичным офикальцитом с содержанием CaO 44 масс. % и SiO<sub>2</sub> масс. 3 % и девять пластин были отнесены к яшмовидным породам. В целом, данный метод может быть хорош для экспресс-оценки состава пород, отлично подойдёт для разграничения силикатных и карбонатных пород. Однако, некоторые эффузивы (риолиты) и яшмы могут оказаться неразличимы с помощью подобной методики.

Что касается номенклатуры, можно предложить три варианта формирования наименований горных пород в изделиях:

1. Использование общепринятой искусствоведческой терминологии
2. Использование точного петрографического названия
3. Комбинирование двух наименований камня.

Авторы считают наиболее подходящим последний вариант, в котором сохраняется историческое наименование камня зафиксированное в документах, а также дается современное наименование в соответствии с современной петрографической классификацией.

### КЕРАМИКА РАНИХ КОЧЕВНИКОВ СЕВЕРНОГО ПРИЧЕРНОМОРЬЯ: ТЕХНОЛОГИЯ ПРОИЗВОДСТВА И ИСТОЧНИКИ СЫРЬЯ ДЛЯ ИЗГОТОВЛЕНИЯ

В период с 10 по 8 вв. до н.э. произошли глобальные изменения в укладе жизни степных племен Северного Причерноморья, земледелия было вытеснено скотоводством и кочевым образом жизни. Одним из показателей изменения быта являются изменения в гончарном производстве. Сосуды так называемых «фракийских» (сахарнинских) групп из погребений ранних кочевников по сравнению с местной керамикой характеризуются высоким качеством, тонкостью стенок, полированной поверхностью, иногда украшены инкрустацией белой пастой. Появление этого типа керамики является маркером ранних гальштатских культур (Кайзер и др., 2017).

Носители гальштатских культур мигрировали из Среднего и Нижнего Дуная в восточную лесостепную зону Черноморского региона. До сих пор не решен вопрос о путях проникновения «фракийской» керамики в степь Северного Причерноморья. Керамика в этом случае является уникальным и наиболее информативным материалом для решения подобных вопросов. Важной задачей является исследование гончарных технологий и определение источников глинистого сырья для изготовления керамики.

Были исследованы образцы керамики, относящиеся к этому периоду из поселений Среднего Поднестровья (Хлижени II, Сахарна – культура Сахарна, Шолдэнешть – культура Басарабь-Шолдэнешть и Субботов – Белогрудовская культура), для установления источников сырья было отобрано десять образцов глинистых пород из коренных обнажений расположенных вблизи этих поселений.

Исследования проведены следующими методами: петрографический анализ, рентгенофазовый анализ, дифракционный и термогравиметрический анализы (РЦ «Рентгенодифракционные методы исследования» СПбГУ), сканирующая электронная микроскопия (СЭМ) (РЦ «Геомодель», СПбГУ), рентгенофлуорисцентный анализ (лаборатория РГПУ им А.И. Герцена).

По рентгенофазовому анализу (XRD) древней керамики были диагностированы минералы кварц, микроклин, альбит, мусковит, хлорит, кальцит магнетит, гематит и другие минералы (табл.).

**Таблица.** Количественный фазовый состав керамики (масс.%) по данным анализа методом Ритвельда

№	Хлижени			Шолдэнешть				Сахарна			Субботов
	4	5	10	62	63	71	76	380	383	388	29
Кварц	70	68	62	70.1	69.0	76.0	64.2	46	62	58	91
Мусковит	14	18	18	13.8	15.2	10.2	12.8	15	15	18	5*
Альбит	7	8	13	8.7	10.2	5.1	10.2	9	9	6	1
Микроклин	3	2	1	5.5	5.5	8.1	7.4	11	8	7	<1
Кальцит	4	<1	2					7	3	11	
Доломит	<1	<1							<1		
Хлорит				1.8					3		
Гетит				<1	<1						
Анатаз	<1	<1				<1	<1				<1
Магнетит	1	2	2								1
Гематит							5.2	11			
Rp (%)*	3.9	4.2	3.3	4.3	4.4	3.9	4.1	3.5	3.6	3.8	3.7

Примечание: \* Rp – фактор сходимости расчетного и экспериментального профилей; в образце 29 слюда представлена флогопитом.

Результаты петрографического, XRD и СЭМ глинистых пород и керамики показали, что слоистые силикаты всех образцов представлены смешаннослойными минералами иллит-монтморилонитового состава, в меньшем количестве каолинитом, хлоритом, мусковитом. Кластический материал глин состоит из кварца, полевых шпатов, карбонатов. Акцессорная минерализация представлена магнетитом, гематитом, гранатом, рутилом, ильменитом, цирконом, монацитом. Редкие минералы (выявленные в отдельных образцах керамики и глин) – апатит, барит, мушистонит, кианит, хромит, шпинель, куприт, халькозин.

Данные дифференциально-термического и термогравиметрического анализов (DTA-TG) при исследовании древней керамики используются для определения температуры обжига керамики (Campanella et al., 2003). При нагреве образцов керамики наблюдаются характерные реакции, отвечающие за дегидратацию, декарбонатизацию, фазовые переходы и пр. Кривые DTA (см. рис.) показывают эндотермические и экзотермические пики, которые отличаются в следствии различия минерального состава

образцов. Анализ TG идет параллельно с DTA и показывает потери массы образца при нагреве. Эндотермический пик в диапазоне 30–200 °С во всех образцах показывает выход адсорбционной воды. Этот эффект также подтверждается изменением массы от 1.5 до 2.99 % в этом интервале температур.

Широкий экзотермический пик в интервале 250–500 °С указывает на выгорание органического материала, присутствующего во всех образцах. Потери массы в данном диапазоне температур составляют от 2.08 до 3.04 %. Эндотермические пики, проявляющиеся в диапазоне от 550 до 700 °С, отвечают за выход кристаллизационной воды из слоистых силикатов, пик ≈ 650 °С – разложению каолинита. Иллит/мусковит начинают терять воду при температуре около 700 °С, а полная дегидратация происходит при температуре 850–900 °С (Maritanetal., 2005). Карбонаты начинают разлагаться при 650 °С. Для систем с высоким содержанием кальция и/или с большим количеством грубых обломков карбонатных пород этот процесс проявляется эндотермическим эффектом в районе 700–825 °С (Bayazitetal., 2016) и может продолжаться до 1000–1100 °С. В образце Хлижени-10 с наибольшим содержанием минералов группы карбоната наблюдаются два эндотермических пика при температуре около 700 °С и 854 °С.

Результаты, полученные с помощью XRD и TG-DTA анализов, показали, что максимальная температура обжига всех образцов не превышала 900 °С. Наличие гематита и гётита позволяют предположить, что процесс обжига этих образцов проходил в окислительной атмосфере. Магнетит, и следовательно восстановительная атмосфера обжига, определен в керамике из поселения Хлижени.

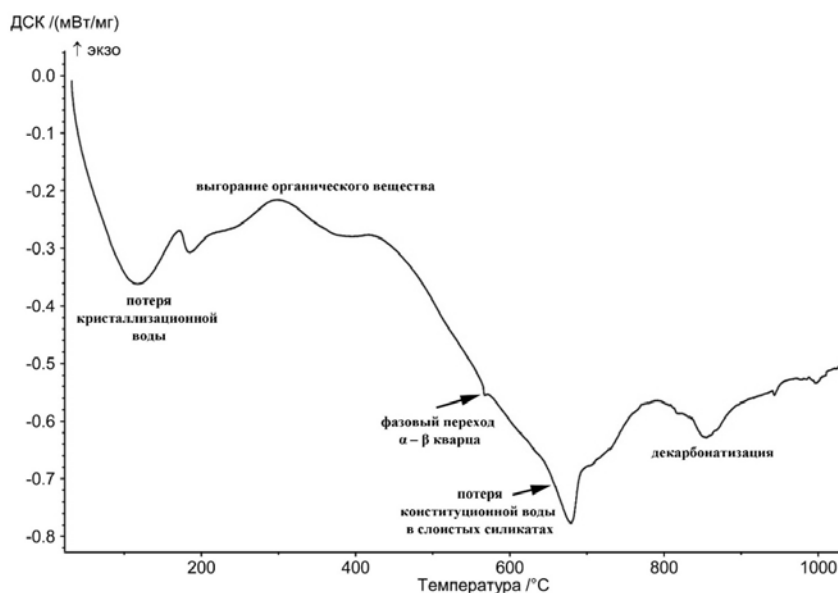


Рис. Кривая ДТА образца Хлижени-10

Учитывая минералогический/фазовый анализ формовочная масса керамики из всех поселений сложена глинами иллит-монтморилонитового состава и хлоритом. В образцах глинистых пород помимо них присутствует каолинит, который разрушается при обжиге выше 550 °С. В керамике и глинах из поселения Шолдэнешть видна четкая медистая (минералы куприт и халькозин) и редкоземельная (U-Sc в цирконах) минерализация, в поселении Хлижени хромистая минерализация (Cr – шпинель и хромит).

Таким образом, проведенные исследования позволяют сделать вывод, что древние гончары использовали местную глину для производства керамики.

Работа выполнена при финансовой поддержке Фонда Фольксваген (проект № 90 216) и Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 18-08-40063). Авторы выражают благодарность Платоновой Н.В. и Бубновой О.Г.

### Литература

Кайзер Э., Гаврилюк Н.А., Кашуба М.Т., Кулькова М.А. Сосуды «фракийской» группы из степных предскифских погребений в Северном Причерноморье: возможности изучения// Археология і давня історія України. 2017. вип. 2(23). 137 С.

Bayazit M., Isik I., Issi A., Genc E. Archaeometric investigation of the Late Chalcolithic-Early Bronze Age I and the 1st–2nd millennium BCE potteries from Kuriki-Turkey // Applied Clay Science, 2016. Vol. 126.

Campanella L., Favero G., Flamini P., Tomassetti M. Prehistoric Terracottas from the Libyan Tadrat Acacus: Thermoanalytical study and characterization // Journal of Thermal Analysis and Calorimetry. 2003. 73.

Maritan, L., Mazzoli, C., Nodari, L., Russo, U. Second iron age grey pottery from Este (Northeastern Italy): study of provenance and technology. // Applied Clay Science. 2005. Vol. 29. p. 31–44.

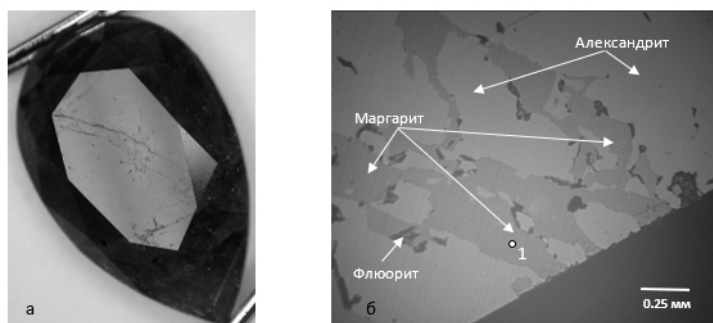


## ПРИРОДА ГЕТОРОГЕННОСТИ АЛЕКСАНДРИТА ИЗ МАЛЫШЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Александрит – драгоценная разновидность минерала хризоберилла  $\text{BeAl}_2\text{O}_4$ , обладающая эффектом смены цвета при различном освещении (александритовый эффект). Наиболее ценными считаются прозрачные образцы, обладающий хорошо выраженным александритовым эффектом. Уральские александриты, ставшие в настоящее время редкостью, до сих пор остались непревзойденными по яркости и контрастности цветовых переходов – от голубовато-зеленого при дневном освещении до малинового или пурпурно-красного при искусственном (лампы накаливания) свете.

Впервые александрит был обнаружен в 1833 году у реки Токочная в Мариинском (около 1927 г. переименовано в Малышевское) месторождении Изумрудных копей Урала (Россия). Александрит получали как сопутствующий минерал при добыче изумрудов. После Второй мировой войны оба минерала стали сопутствующим продуктом, так как промышленный берилл использовался в российской ядерной программе (Schmetzer, 2010). До восьмидесятых годов XIX века Уральские Изумрудные копи считались единственным месторождением александрита. Вскоре после обнаружения этого минерала в 1880-х годах открыто месторождение Моравака в Шри-Ланке. В Бразилии сведения о находках александрита появились ещё в 80-х годах XIX века, но промышленная его добыча началась только в 1975 г. Александрит и хризоберилл также добывают в Индии, Западной Австралии, Зимбабве, Танзании, на Мадагаскаре и Бирме (Козлов, 2003; Лейкум и др., 2010; Буканов, 2012).

В этом году одной из авторитетных геммологических лабораторий было выдано экспертное заключение на уральский александрит, в котором было отмечено наличие умеренного количества наполнителя в трещинах. После этого случая для выявления намеренного заполнения трещин различными веществами был выбран другой образец александрита из той же торговой партии. Авторами был исследован полупрозрачный александрит из Малышевского месторождения огранки «груша» (см. рис.) весом 5.69 карат  $14.86 \times 9.40 \times 5.97$  мм с явно-выраженным александритовым эффектом от голубовато-зеленого при дневном освещении до малиново-красного при искусственном (лампы накаливания).



**Рис.** Трещины в ограненном александрите 5.69 карат из Малышевского месторождения (фото в отраженном свете): а) общий вид с площадки; б) залечивание трещин минералами (точка 1 маргарит –  $(\text{Ca}_{0.86}\text{Na}_{0.15})_{1.01}(\text{Al}_{1.94}\text{Mg}_{0.03}\text{Fe}_{0.01}\text{Ti}_{0.01})_{1.99}[\text{Si}_{2.19}\text{Al}_{1.81}\text{O}_{10.00}](\text{OH})_{1.77}\text{F}_{0.23})_{2.00}$

В образце отмечено большое количество включений различного генезиса и сеть видимых невооруженным взглядом трещин, выходящих на поверхность в нескольких зонах. Результаты электронно-зондового рентгеноспектрального микроанализа показали, что трещины в александрите из Малышевского месторождения почти полностью заполнены маргаритом  $\text{CaAl}_2[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}](\text{OH})_2$  (Номенклатура, 1998). В некоторых зонах отмечены вросстки флюорита и кварца. С помощью КР спектроскопии подтверждено полное отсутствие каких-либо синтетических наполнителей, в том числе кедрового масла.

Авторы благодарны ООО «Лазурит-Д» за предоставленный для исследования образец.

## Литература

- Буканов В.В., Цветные камни: Энциклопедия. СПб.: Гранит, 2008, 472 с.  
 Козлов Ю.С. Александрит. М.: Наука, 2003, 74 с.  
 Лейкум М.С., Альбрехт В.Г., Попов М.П., Реус П.А. Загадочный камень царя Александра (об александрите, Александре II и не только о них). СПб-Е.: Историческое научно-популярное издание, 2010.  
 Номенклатура слюд // ЗВМО. 1998. № 5. С.55–65.  
 Schmetzer K. Russian alexandrites. Stuttgart: Schweizerbart Science Publishers, 2010, 85 p.

## АЛЬБИТОВЫЕ ПОРОДЫ ХРЕБТА БОРУС – КАМНЕРЕЗНОЕ И ОБЛИЦОВОЧНОЕ СЫРЬЁ (ЗАПАДНЫЙ САЯН, РОССИЯ)

Большинство ювелирно-поделочных и поделочных камней, включающие минералы и горные породы, используются в ювелирном деле на протяжении не одной сотни лет. Однако до последнего времени появляются породы, эстетические и технологические свойства которых допускают использование их в качестве как самостоятельного ювелирного сырья, так и как вполне удачные имитации природных известных более дорогих камней. Так получилось с породой внешне весьма похожей как на жадеит, так и на апокарбонатный нефрит, обнаруженных в пределах Большекашкаретского участка.

Большекашкаретский участок расположен в юго-восточной части хребта Борус Западного Саяна в водораздельной части р. Большой Кашкарет и левых притоков р. Сизая. В структурном плане Большекашкаретский участок находится в пределах Центральной пластины Борусского офиолитового пояса, которая тектоническим разломом разделена на Борусский и Березовский гипербазитовые массивы. Гипербазиты последнего широко развиты на площади Большекашкаретского участка. Породы представляют собой зону мономиктового, полимиктового меланжа с блоками, будинами, сложенными массивными исходными породами, реже высокобарическими жадеитсодержащими и другими породами (Гончаренко, 1989).

Среди гипербазитов офиолитового пояса известны месторождения и проявления жадеита и нефрита, поэтому внешне похожая на них описываемая порода неслучайно привлекла наше внимание. Порода слагает будинообразные и линзовидные тела в зоне меланжа северной части Большекашкаретского участка. Визуально это однородная порода светлого серовато-зеленого цвета с тонкокристаллической структурой, массивная, плотная с небольшими участками слабо сланцеватой текстуры, практически не содержащая трещин.

Петрографическими исследованиями установлено, что порода сложена главным образом микрозернистым гетерогранобластовым агрегатом альбита. Согласно результатам гранулометрического анализа наибольшая доля (около 52 %) приходится на зерна размерами 0.01–0.06 мм.

В заметном количестве (до 10%) в породе присутствует почти равномерная тонкая вкрапленность клинопироксена с размерами зерен менее 0.05 мм. Зерна клинопироксена часто группируются в цепочки, которые имеют субпараллельную ориентировку. Минерал окрашен в слабо зеленоватый цвет. Именно с его присутствием связана окраска породы в целом. В породе в качестве примесных минералов (менее 1% до единичных зерен) установлены кальцио-стронцианит – (Sr,Ca)[CO<sub>3</sub>], галенит, рутил, кварц, сфен.

Результаты петрографических исследований подтверждены рентгеноструктурным анализом, согласно которому основной минерал альбит с главными линиями дифрактограммы (d, Å/I): 4.01/6, 3.76/5, 3.65/4, 3.18/10 и параметрами элементарной ячейки (Å):  $a = 8.1064$ ,  $b = 12.7641$ ,  $c = 7.1352$ ,  $\alpha = 94.2428$ ,  $\beta = 116.5738$ ,  $\gamma = 87.6570$  (исследования проведены на рентгеновском дифрактометре XPert PRO (PANalytical) в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» Томского государственного университета, расшифровка дифрактограмм сделана с помощью программного обеспечения PDF-4 и HighScore, аналитик Небера Т.С.).

По результатам микронзондового анализа, выполненного на базе сканирующего электронного микроскопа «VECA II LMU», совмещенного с энергодисперсионным спектрометром Oxford INCA Ennergy 350 (аналитик Марфин А.Е.), рассчитаны кристаллохимические формулы альбита  $Na_{1.01}[Al_{0.99}Si_{3.01}O_8]$  и клинопироксена  $Ca_{0.92}Na_{0.09})_{1.01}(Mg_{0.86}Fe_{0.14}Mn_{0.01})_{1.01}[Si_{2.01}O_6]$ . Минеральный состав клинопироксена: 86 %  $CaMg[Si_2O_6]$ , 5 %  $CaFe[Si_2O_6]$ , 9 %  $NaFe[Si_2O_6]$ . По правилам доминирующей валентности и доминирующего минала клинопироксен относится к диопсиду с примесью эгиринового и геденбергитового компонентов, что характерно для щелочных метасоматических комплексов.

Плотность породы, определенная гидростатическим методом, равна 2.65 г/см<sup>3</sup>.

Таким образом, описываемая порода является метасоматитом альбитового состава с примесью диопсида (до 10 %) и единичными вкрапленными зернами кальцио-стронцианита, кварца, рутила, сфена, циркона, галенита. Эстетические свойства породы, высокая блочность, низкая трещиноватость и хорошее принятие полировки позволяют использовать её в качестве камнерезного и облицовочного сырья.

### Литература

Гончаренко А.И. Петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1989. 398 с.

### ИСТОРИЯ САМОЦВЕТНОЙ КАРТЫ «ИНДУСТРИЯ СОЦИАЛИЗМА»

Карта (рис. 1) представляет собой мозаичное панно размером около 6 на 4.5 м, площадью 26.6 кв. м, состоящее из 98 основных секций, членение которых произведено по линиям параллелей и меридианов с шагом в 10 градусов. Секции закреплены на каркасе из 27 дюралюминиевых тубингов. Вес карты – 3 500 кг. Панно выполнено в технике флорентийской (территория СССР) и русской (территории зарубежных стран и акватории) мозаики. Набор, состоящий более из чем 45 000 пластин цветного камня толщиной 6 мм, был наклеен на текстолитовую основу, толщина которой составляет 20 мм.



**Рис. 1.** Карта «Индустрия социализма» в Центральном научно-исследовательском геологоразведочном музее им. академика Ф.Н. Чернышева

Мозаика воспроизводит физико-географическую карту страны масштаба 1:1 500 000, цветовая гамма отражает высоту местности над уровнем моря. Для изображения суши использованы уральские *яшмы*, отдельные низменные участки и речные долины выполнены из *амазонита*; акватории и гидросеть – из забайкальского и памирского *лазурита*; снежные вершины Кавказа и Тянь-Шаня – из *благородного опала*.

Государственная граница выполнена широкой полосой из *родонита* и *сургучной яшмы*; Северный морской путь от Мурманска до Владивостока и линии каналов – обозначены ограненными *аквамарины* в серебряной оправе; дрейф полярной станции «Северный полюс – 1» показан крупными *топазами* и *фенакитами*, а его начальный и конечный пункты – крупными ажурными серебряными звездами с ограненными кристаллами *горного хрусталя* в центрах; красный флаг на Северном полюсе выполнен из искусственных *рубинов*, а складки на нем – из *альмандинов*; города и населенные пункты обозначены позолоченными серебряными звездами;

Москва обозначена *рубиновой звездой* в позолоченной серебряной оправе, серп и молот в центре звезды украшен 17 *бриллиантами*, надпись: «Москва» выполнена из искусственных *рубинов*; надпись: «Ленинград» – из *александритов*; названия столиц союзных республик выполнены из натуральных ограненных *изумрудов*.

Для изображения достижений за 20 лет Советской власти: промышленных предприятий, месторождений и т.д. использованы: *альмандины* (электростанции и строительные предприятия); *аметисты* (текстильная и кожевенная промышленность); *горный хрусталь* (бумажная промышленность); *изумруды* (лесная и деревообрабатывающая промышленность); *лунный камень* (химическая промышленность); *синтетические рубины* (металлургия, топливная промышленность, машиностроение). Камни оправлены в серебряные касты.

Идея создания мозаичной карты «Индустрия социализма» из драгоценных и полудрагоценных камней принадлежит Г.К. Орджоникидзе. Карта должна была демонстрировать успехи социалистического строительства и индустриализации СССР за 20 лет Советской власти. Изначально предполагалось

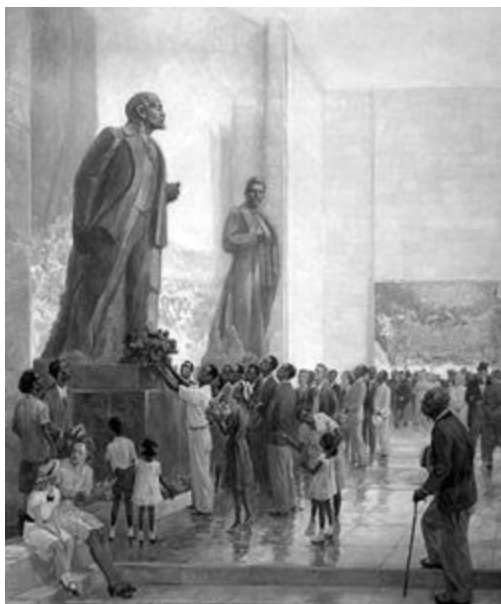
установить ее в Доме Советов, на месте Храма Христа Спасителя, но проект не был реализован. Тогда возникла идея о демонстрации Карты на Всемирной выставке в Париже в 1937 г. В течение полугода Карту создавали 667 камнерезов и ювелиров из Москвы, Ленинграда и Свердловска, находясь на казарменном положении. В комплект к карте были изготовлены гербы СССР и 11 союзных республик.

Являясь уникальным произведением технологии и искусства, Карта получила Гран-при Парижской выставки (один из 95, полученных советской экспозицией), однако рассматривалась изначально именно как элемент идеологической борьбы и пропаганды, поэтому, пресса, больше внимание уделяла более «ярким», но сиюминутным достижениям: новым автомобилям, паровозам, архитектурным проектам и т.д.

В 1937–1938 гг., в стране появились новые города и промышленные объекты, что требовало внесения дополнений в нагрузку Карты. На Карту нанесли дополнительно около 1000 новых обозначений промышленных объектов, все надписи перевели на английский язык.

В феврале 1938 г. завершился дрейф полярной станции «Северный полюс-1», что рассматривалось как крупнейшее достижение Советской науки, как «завоевание» и «покорение» Северного полюса. Чтобы показать маршрут экспедиции Папанина, пришлось надстроить верхнюю часть Карты на 750 мм, что значительно увеличило ее площадь. При этом нарушилось композиционное равновесие – произошло «сползание» основного декоративного пятна вниз. Такая дисгармония компенсировалась чисто художественными средствами: северная часть Ледовитого океана была набрана постепенно светлеющим лазуритом, что стало в дальнейшем трактоваться как изображение ледового покрова.

В 1939 г. Карта демонстрировалась на Всемирной выставке в Нью-Йорке, где также получила восторженные отзывы (рис. 2).



**Рис. 2.** Картина В. Кремера «Большие надежды» (1947) – Павильон СССР на Всемирной выставке в Нью-Йорке в 1939 г. – единственное изображение Карты «Индустрия социализма» в интерьерах Всемирных выставок.

Как элемент советской идеологии, Карта и в дальнейшем подвергалась переделкам, направленным на актуализацию информации, отраженной на ней (изменение положения государственных границ, названия населенных пунктов, появление новых объектов и т.д.). Размер Карты увеличился с 20 до 26,6 кв. м.

После Великой Отечественной войны возрастает значение карты как художественного объекта. При реставрации и реконструкции 1946–1948 гг. была усилена административная нагрузка и сняты знаки промышленных предприятий. В 1948–1982 гг. Карта была выставлена в Георгиевском (Тронном) зале Эрмитажа без «экономической» нагрузки. В 1980-х принято решение о передаче Карты в Центральный научно-исследовательский геологоразведочный музей им. академика Ф.Н. Чернышева. С этого момента мозаичная карта рассматривается уже только как уникальный художественный объект, подобного которому нигде и никогда не создавалось.

Карта экспонировалась в ЦНИГР музее без нагрузки, т.е. без значков промышленных предприятий. К началу 21 века она уже обветшала, стали осыпаться детали, сильно деформировалась текстолитовая основа. В 2006–2012 гг. проведена масштабная реставрация карты, специалистами «Царскосельской янтарной мастерской», текстолитовая основа заменена на шиферный сланец. Была также восстановлена «Экономическая» нагрузка, что потребовало большой творческой работы коллектива музея, поскольку данных о расположении знаков промышленных предприятий в 1937 г. у нас не было. Ну а результат этой работы в настоящее время доступен каждому желающему в Центральном научно-исследовательском геологоразведочном музее им. академика Ф.Н. Чернышева ФГБУ «ВСЕГЕИ».

### КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПРИРОДА ОКРАСКИ ЮВЕЛИРНОЙ ШПИНЕЛИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГОРОН (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ ПАМИР)

Цель данной работы – изучение природы окраски ювелирной шпинели месторождения Горон. Шпинель с данного месторождения обладает александритовым эффектом, при освещении стандартным источником света D65 имеет яркий фиолетовый цвет, а при освещении лампой накаливания – появляются интенсивные розовые оттенки в камнях (источник А). Данный тип шпинели с аналогичным александритовым эффектом является достаточно редким и встречается на Шри-Ланке, Мадагаскаре и в Танзании.

Месторождение Горон приурочено к верхней части архейских пород горанской серии, лежащей в основании Ваханской кристаллической толщи. Эти породы в районе проявления представлены сильно мигматизированными светло-серыми биотитовыми гнейсами с мощными и протяженными пластами кальцит-доломитовых, доломитовых и доломит-магнезитовых мраморов. В мраморах повсеместно наблюдаются участки и зоны магнезиальных скарнов шпинель-форстеритового, флогопитового и энстатитового составов. Скарны подвержены наложенным процессам оталькования и серпентинизации, причем ювелирная шпинель связана с зонами вторичного изменения только шпинель-форстеритовой их разновидности, где она концентрируется в гнездах и прожилках биминеральных шпинель-хлоритовых пород (Коноваленко, геммология).

Основной метод исследования в данной работе – оптическая абсорбционная спектроскопия. Оптические спектры шпинелей записывались на стандартизированном спектрофотометре МСФУ - К. Регистрация оптических спектров поглощения производилась в интервале длин волн 400 – 800 нм, с шагом 1 нм. Для объективного измерения и описания окраски шпинелей была использована методика расчета координат цветности по международной колориметрической системе XYZ. Все колориметрические результаты по интерпретации оптических спектров поглощения минералов были вынесены на стандартный цветовой треугольник международной комиссии по освещению (МКО–1931). Колориметрические параметры исследуемого минерала ( $x$ ,  $y$ ,  $z$  – коэффициенты цветности;  $\lambda$  – длина волны,  $\rho$  – густота,  $L$  – яркость основного цветового тона) рассчитывались с использованием специализированной программы «Spectra», за основу расчетов брались стандартные источники света А и D65. Оптические спектры поглощения записывались с плоскопараллельных препаратов. Для дополнительного анализа кристаллохимических особенностей шпинелей проводились исследования люминесцентной спектроскопией. Съемка образцов производилась на конфокальном рамановском микроспектрометре inVia Qontor. Контроль режимов и обработка данных производилась в программе Wire 5. В работе был использован лазер с длиной волны 532 нм (мощность лазера 500 мВт). Все экспериментальные исследования проводились при комнатной температуре.

Оптический спектр поглощения шпинели имеют две группы пиков: первая группа – 451, 463, 481 нм, вторая группа – 562, 591, 637 нм (рис.). Анализы химического состава исследуемых шпинелей имеют следующие результаты (в вес. %):  $\text{TiO}_2$  – 0.10;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 71.26;  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  – 0.01;  $\text{FeO}$  – 2.29;  $\text{MgO}$  – 26.31;  $\text{MnO}_2$  – 0.02 (Ananyev et al., 2012). Основным хромофорным центром в изучаемых шпинелях являются ионы  $\text{Fe}^{2+}$ .

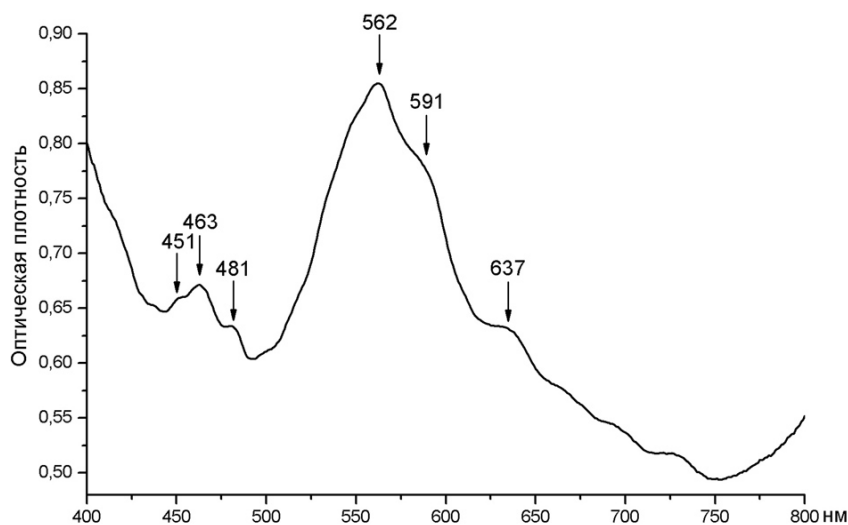


Рис. Оптический спектр поглощения фиолетовой шпинели с месторождения Горон.

При интерпретации полос поглощения были выявлены различные типы центров окраски, которые отвечают за различные электронные типы переходов, и дают полосы поглощения. С ионами  $Fe^{2+}$ , которые располагаются в тетраэдрической позиции структуры минерала, связаны следующие полосы поглощения: линии на длине волн 463 и 481 нм связаны с электронным спин-запрещенным переходом  ${}^5E \rightarrow {}^3E({}^3G)$ , а расщепление связано с локальным снижением симметрии координационной позиции железа в тетраэдре. Полосы на длинах волн 562 и 591 нм отвечают электронным спин-запрещенным переходам  ${}^5E \rightarrow {}^3T_2({}^3H)$  и  ${}^5E \rightarrow {}^3T_1({}^3H)$  соответственно в ионах  $Fe^{2+}_{IV}$ . Полоса поглощения на длине волны 451 нм была связана с электронным спин-запрещенным переходом  ${}^6A_1 \rightarrow {}^4A_{1g}, {}^4E_g({}^4G)$  в ионах  $Fe^{3+}$  которые располагаются в октаэдрической координации в структуре шпинели (D'Ippolito et al., 2015). Полоса поглощения в районе 637 нм по данным исследования предшественников связана с механизмом переноса заряда  $Fe^{2+}_{IV} \rightarrow Fe^{3+}_{VI}$  (Cloutis et al., 2004). Интерпретация оптического центра, с которым связана полоса поглощения на длине волны 637 нм также подтверждается связать с оптическим центром, который дает линию на 451 нм. При уменьшении интенсивности на длине волны 451 нм, интенсивность полосы уменьшается 637 нм, что говорит о связи данных центров и полос поглощения связаны с ионами  $Fe^{3+}$ .

При исследовании александритового эффекта в изучаемых шпинелях были получены следующие результаты, за смену цвета шпинелей в зависимости от источника освещения отвечает интенсивная полоса поглощения с максимум на длине волны 562 нм. Было взято соотношение интенсивности полосы поглощения 562 нм и интенсивность фонового спектра в режиме оптической плотности. При значении интенсивности длины волны 1.10 и ниже александритовый эффект отсутствует и значение доминирующей длины волны ( $\lambda$ ) основного цветового тона составляет 584.4–612 нм, а величина насыщенности основного цветового тона (P) изменяется от 8 до 12.88 %. При значении коэффициента выше 1,10 происходит появления александритового эффекта и при увеличении интенсивности полосы поглощения 562 нм, происходит усиления александритового реверса. Значение доминирующей длины волны ( $\lambda'$ ) основного цветового тона составляет 548.4–563.3 нм, а величина насыщенности основного цветового тона (P) изменяется от -6.03 до -20.85 %.

По результатам люминесцентного анализа было выявлено несколько линий люминесценции, которые связаны с различными типами центров. Линия люминесценция на длине волны 650 нм связана с электронными переходами в ионах  $Mn^{2+}$ , которые располагаются в октаэдрических позициях минерала. В диапазоне 680–720 нм наблюдается набор узких линий связанных с люминесценции ионов  $Cr^{3+}$  находящихся в октаэдрических позиция, а на длине волны 740 нм наблюдается интенсивная линия люминесценция, которая связана с ионами  $Fe^{3+}_{VI}$  (Горобец и др., 2001). Результаты люминесцентного анализа не противоречат информации, полученной оптической абсорбционной спектроскопией и были интерпретированы на основе химического анализа.

В завершении можно говорить об предварительных результатах расшифровки оптических спектров поглощения и кристаллохимических особенностях шпинелей месторождения Горон. Также были получены результаты природы александритового эффекта в данных ювелирных камнях, он, принципиально, отличается от классической александритового эффекта, который связан с ионами  $Cr^{3+}$  в хризобериллах.

*Работа выполнена при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации по договору № 14.Y26.31.0029 в рамках реализации постановления Правительства Российской Федерации № 220.*

## Литература

Ananyev S.A., Konovalenko S.I. Morphological and gemmological features of gem-quality spinel from the Goron deposit, southwestern Pamirs, Tajikistan // The journal of Gemmology. Vol. 33. № 1-4. 2012. P.15–18

D'Ippolito V., Andreozzi G.B., Hålenius U., Skogby H., Hametner K., Günther D. Color mechanisms in spinel: cobalt and iron interplay for the blue color // Physics and Chemistry of Minerals. Vol. 42. № 6. 2015. P. 431–439

Cloutis E.A., Sunshine J.M., Morris R.V. Spectral reflectance-compositional properties of spinels and chromites: Implications for planetary remote sensing and geothermometry // Meteoritics & Planetary Science. Vol. 39. № 4. 2004. P. 545–565

Горобец Б.С., Рогожин А.А. Спектры люминесценция минералов. Справочник. М.: ВИМС. 2001. 316 с.

*Пахомова В.А.<sup>1</sup>, Попов М.П.<sup>2</sup>, Федосеев Д.Г.<sup>1</sup>, Культенко С.Ю.<sup>1</sup>, Тишкина В.Б.<sup>1</sup>,  
Шиш В.В.<sup>3</sup>, Камынин В.А.<sup>4</sup>, Соляник В.А.<sup>1</sup>, Гусарова В.С.<sup>3</sup>*

<sup>1</sup>Дальневосточный геологический институт, Владивосток, Россия, *pakhotova@fegi.ru*

<sup>2</sup>Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

<sup>3</sup>Дальневосточный Федеральный университет, Владивосток, Россия

<sup>4</sup>ГОХРАН, Владивосток, Россия

## **ВКЛЮЧЕНИЯ В АЛЕКСАНДРИТЕ МАРИИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ: РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ МЕТОДАМИ РАМАН-СПЕКТРОСКОПИИ И ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ**

Месторождения изумрудных копей – всемирно знаменитого рудного района, в состав которого входят крупнейшие в России месторождения бериллия и ювелирных камней: изумруда, александрита и фенакита, расположены вдоль восточного контакта Адуйского гранитного массива и приурочены к серпентинитам и перидотитам, образующим сравнительно небольшие согласные тела среди метаморфических пород (Попов, 2014). Бериллоносные слюдитовые жилы на месторождениях представляют собой флогопитовую расщепленную породу с линзами и желваками актинолитовых пород и олигоклаз-андезина, содержащую включения кристаллов и сростков берилла, изумруда, фенакита, апатита, сфена, хризоберилла и других минералов.

Изучению изумрудных копей, в состав которых входит Мариинское (Мальшевское) месторождение, посвящены работы многих известных ученых и геологов-производственников. Первые сведения о минералогии района опубликованы П.А. Замятченским (1900). Геохимический очерк изумрудных копей был дан впервые А.Е. Ферсманом (1925). Большой вклад в изучение месторождений бериллия, способствовавший созданию и развитию его сырьевой базы, внесен Н.М. Успенским, П.И. Миклашевским, П.П. Пятницким, А.П. Буровым и многими другими исследователями. Изучением минералогии самоцветов и рудного комплекса занимались Г.Н. Вертушков, А.К. Подногин, А.И.Шестюк, А.А. Малахов, Б.И. Пильщиков, Л.И. Кравцова, Ф.Ф. Золотухин, (Маликов и др., 2014, Попов, 2014) и многие другие.

За многолетнюю историю исследования Мариинского месторождения опубликовано большое количество работ, авторы которых изучали геологию, минералогическую, петрографическую, геохимическую, структурно-геологические условия образования месторождения. Анализ публикаций, посвященных исследованиям физико-химических условий образования ассоциаций камнесамоцветного сырья, показывает, что эти работы немногочисленны, большинство из них фрагментарны и отрывочны. Несмотря на большое количество опубликованных геологических и экспериментальных материалов, касающихся образования месторождения (Куприянова, Соколов, 1984), многие вопросы его генезиса остаются открытыми (Куприянова, 2004).

Большинством исследователей на месторождениях Уральских Изумрудных копей выделяют четыре основных минеральных парагенезиса, в которых встречаются александрит и хризоберилл: слюдитовые комплексы; плагиоклазовые жилы в слюдитах; хлоритовые зоны с фенакитом; мусковит-флюоритовые линзы из слюдитов. Основная часть продуктивных на александрит слюдитовых жил сосредоточена на Мариинском (Мальшевском) месторождении.

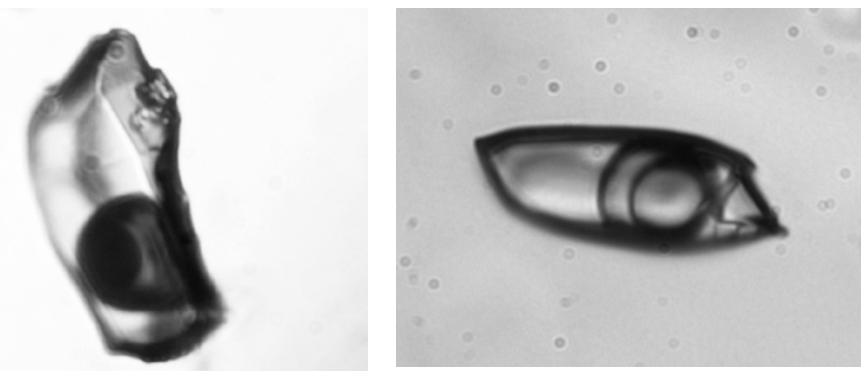
Нами изучены включения в александрите Мариинского месторождения из ассоциаций александрит + берилл + флогопит + изумруд + хризоберилл + флюорит + хлорит + карбонат + монацит + пирит и александрит + флогопит + хризоберилл + алланит + шпинель + флюорит.

Методом оптической микроскопии изучались шлифы и пластинки, изготовленные из разных ассоциаций александрита месторождения по методу «зеркального отражения» для идентификации минеральных фаз во включениях. Таким образом, изучено под микроскопом при различных увеличениях (от  $\times 50$  до  $\times 1000$ ) 10 шлифов и 20 пластин. Пластины изучались в лаборатории рентгеновских методов ДВГИ ДВО РАН на четырехканальном микроанализаторе JXA 8100. Методом КР-спектроскопии исследованы минеральные фазы в александрите и твердые фазы в газовой-жидких включениях на наличие в них солей, минералов, а также определения состава газовой фазы. Для опытов с флюидными включениями использовался оптический поляризационный микроскоп для геологических исследований NIKON E 100 POL (Япония) в комплекте с крио-термостатом THMS600 (-190 +600 °С) для флюидных включений.

Кристаллы природного хризоберилла и александрита содержат многочисленные минеральные и флюидные включения. Кроме указанных в доступных опубликованных работах (биотита, флогопита, олигоклаза и амфибола), среди минеральных включений в александрите нами установлены рутил, пирит (минеральное включение в монаците) и апатит.

Среди обнаруженных в хризоберилле флюидных включений по способу расположения выделены первичные (см. рис.), первично-вторичные и вторичные. К особенностям газовой-жидких включений относятся неустойчивое соотношение в них при комнатной температуре твердой (солевой, а иногда минеральной) фазы и объемных соотношений газ/жидкость. Отмечается наличие трех-, иногда четырех- и более-фазных включений, в которых присутствуют, кроме соли, минеральные фазы. Методами КР-спектроскопии среди минеральных фаз диагностированы рутил, берилл, а также карбонаты из группы тенгерита (кимураит-(Y), локкаит-(Y)). Твердые солевые фазы предположительно отнесены к

нерастворимым кристаллогидратам бериллия ( $\text{BeCO}$  или  $\text{Be}(\text{PO}_4)_2$ ), что создает сложности при интерпретации фазовых переходов, наблюдаемых в процессе термометрических опытов.



**Рис.** Первичные включения в александрите Мариинского месторождения: слева – с твердыми фазами, справа – трехфазовое углекислотное (жидкая углекислота + газообразная + раствор). Поле зрения – 30 мкм.

Данные термометрии свидетельствуют о наличии в растворе включений хлоридов магния, калия, кальция и натрия (по убыванию состава катионной части). Концентрация солевого раствора составляет от 26.5 до 3.8 мас. %, плотность гомогенного флюида – от 12 до 0.75 г/см<sup>3</sup>. Оценки концентрации солей и плотности выполнены на основе термодинамических данных для системы  $\text{NaCl-KCl-CaCl}_2\text{-MgCl}_2$  (Bakker, 1997, 1998). Температура гомогенизации первичных и первично-вторичных включений – 295–260°C. Давление (P) определялось для гетерогенных флюидов в одной группе включений по пересечению изохоры и изотермы (Калюжный, 1982), по методике (Прокофьев, Кигай, 1999):  $P = 900\text{--}600$  Бар. Следует заметить, что при столь сложном солевом составе растворов и неопределенном составе газовой фазы (плавление  $\text{CO}_2$  – от 58.8 до 57.2 °C), необходимо уточнение названных параметров для окончательных выводов. Кроме того, будет полезно сравнить параметры минералообразования ассоциации александрит-изумруд-фенакит, которые встречаются совместно и в данном случае определенно разобщены по времени образования: берилл (изумруд) – более ранний, хризоберилл (александрит) и фенакит – близодновременны.

#### Литература

Куприянова И.И., Соколов С.В. Об условиях образования флогопит-маргарит-берилловой минерализации // Геология рудных месторождений, 1984. № 6. С. 32–44.

Куприянова И.И. О спорных вопросах генезиса Малышевского (Мариинского) бериллий-изумрудного месторождения (Средний Урал, Россия) // Мат-лы Уральской летней минералогической школы, 2003. Екатеринбург, 2004. С. 37–58.

Маликов А.И., Поленов Ю.А., Попов М.П., Шукиаев А.П. Самоцветная полоса Урала: учебно-справочное пособие. Екатеринбург: Издательство "Сократ". 2007. 384 с.

Попов М.П. Геолого-минералогические особенности редкометальной минерализации в Восточном экзоконтакте Адуйского массива в пределах Уральской изумрудоносной полосы. Екатеринбург: Изв-во УГГУ. Екатеринбург, 2014. 136 с.

---

---

Потапов С.С.<sup>1</sup>, Лютоев В.П.<sup>2</sup>, Люсюк А.Ю.<sup>2</sup>, Паршина Н.В.<sup>1</sup>, Головатая О.С.<sup>3</sup>  
<sup>1</sup>Институт минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, Миасс, Россия, s\_almazov@74.ru,  
<sup>2</sup>Институт геологии КНЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия  
<sup>3</sup>Сыктывкарский государственный университет, Сыктывкар, Россия

#### ТЕНГИЗИТ И ЕГО ИМИТАЦИИ/ФАЛЬСИФИКАЦИИ ШАЙТАНИТ И ДЕМИДОВИТ: ВОЗМОЖНОСТИ ИДЕНТИФИКАЦИИ

В 2018 г. исполнилось 25 лет с начала изучения тенгизита – стекловатой горной породы, образовавшейся в очаге нефтяного пожара на супергигантском месторождении Тенгиз (откуда и получил своё название). Результатом изучения невзрачного образца тенгизита, полученного от сотрудника Института минералогии УрО РАН В.Г. Кориневского стала статья в Уральском минералогическом сборнике (Потапов, 1994). Вскоре нам самим удалось побывать на месторождении Тенгиз и собрать на



месте весьма представительную коллекцию тенгизита. Оказалось, что тенгизит обладает широкой гаммой цветов: бурого, буро-зелёного, черного, синего, голубого, серо-голубого (бирюзового), плейчатого бело-голубого.

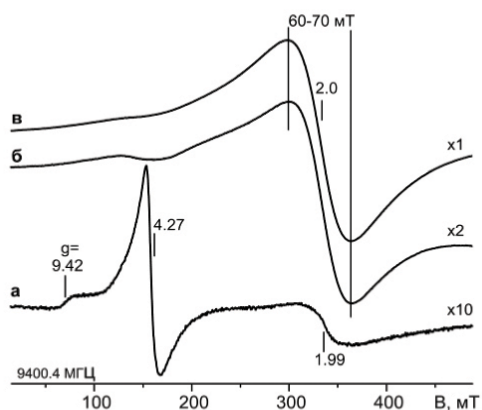
В 1985 г. на нефтяном месторождении Тенгиз в Казахстане произошла техногенная катастрофа с открытым горением газо-нефтяной смеси, вырывающейся из трубного пространства скважины № 37. За счёт высокой температуры окружающие скважину пески расплавились, а при остывании образовали стекловатую техногенную горную породу – тенгизит. По химическому составу тенгизит однороден и отвечает составу вулканических стёкол андезит-дацитового состава. В отличие от природных вулканических стекол, он характеризуется высоким содержанием СаО до 16.38 % и MgO до 2.93 % (из расплавившихся кальцитовых раковин моллюсков); повышенным содержанием  $Fe_2O_3+FeO$  до 4.23 % (за счёт стального оборудования). Степень окисленности железа –  $Fe_2O_3/(Fe_2O_3+FeO)$  по нашим усредненным данным равна 0.67 (Потапов, 1994) и примерно находится между аналогичным параметром, определенным В.И. Фельдманом с соавторами (1994) методом «мокрой» химии и ЯГР и, несомненно, является высокой. Геологическая позиция, условия образования, химический и минеральный состав тенгизита, а также его спектроскопические особенности описаны в работе С.С. Потапова с соавторами (2001).

Тенгизит, благодаря массивной текстуре и разнообразному цвету (голубому, синему, чёрному), обладает определёнными декоративными качествами, поэтому был рекомендован как ювелирно-поделочный камень, и нашёл свою нишу на ювелирном рынке. Структура тенгизита витрофировая, местами кристаллически-зернистая. Текстура массивная, реже сфероидальная, прожилково-сфероидальная, прожилковая, пористая. Декоративный рисунок тенгизита – однородный массивный с чередованием цветных полос от черной через синюю к голубой; оливково-зеленые или реже бурые сферолиты и прожилки диопсида и волластонита на черном и синем фоне; плейчатый рисунок из смятых в складки тонких чередующихся синих, голубых и белых (редко – кремоватых) полос; различные комбинации прожилково-сфероидального рисунка с массивным и плейчатым. По классификации Е.Я. Киевленко тенгизит относится к группе ювелирно-поделочных камней II порядка, в которую, для примера, входят: агат, родонит, обсидиан. Тенгизит как ювелирно-поделочный камень можно использовать для изготовления вставок в виде кабошонов в броши, кольца, браслеты, серьги и другие ювелирно-художественные изделия. Тенгизит также может служить материалом (сырьем) для изготовления более монументальных изделий: шкатулок, декоративных ваз и картин, пепельниц, подставок, а также каменных миниатюр, мозаичных панно.

Вслед за «узнаваемостью» и популярностью тенгизита, ювелирный рынок наполнился имитациями и фальсификациями под тенгизит, выполненными из шлаковых стёкол, декоративные качества которых и цена на порядки ниже оригинальных изделий. Среди шлаковых стёкол, как имитаций и/или фальсификаций тенгизита, используют такие разновидности, как опалесцит, стеклоагат, а особенно, – шайтанит и демидовит. Все эти камни являются индивидуализированными по текстуре и цвету стекловатыми шлаками, как побочными продуктами пирометаллургических процессов (Потапов, 2012; Потапов и др., 2018).

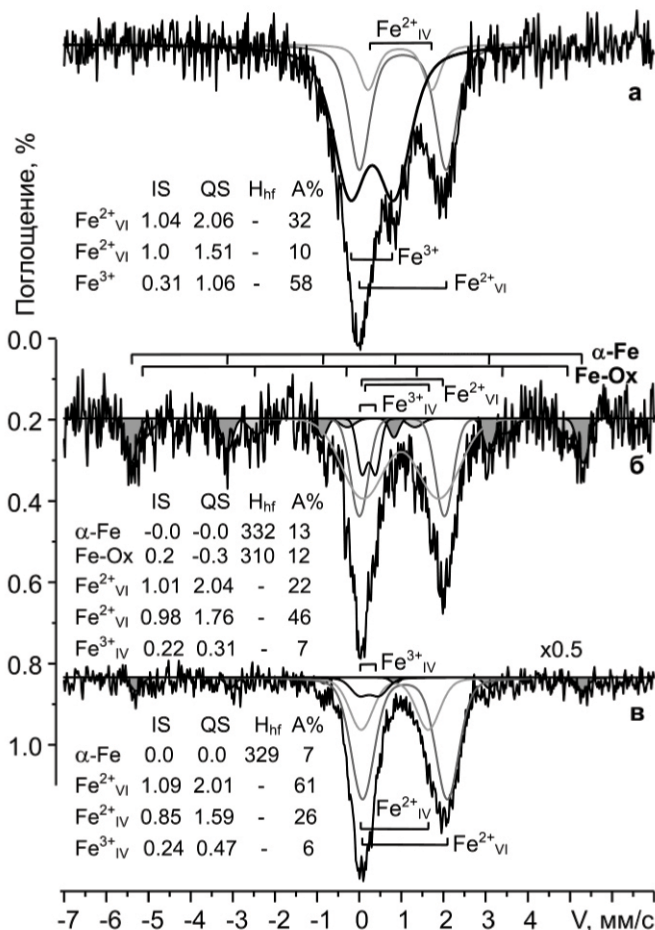
В связи с этим, была поставлена задача, разработать методику отличия тенгизита от его фальсификаций спектроскопическими методами, в частности, – методом электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) и ядерного гамма-магнитного резонанса (ЯГР). Исследовались образцы тенгизита и шлаковые стёкла исторического Нювчимского чугунолитейного завода в Республике Коми и до сих пор действующего Саткинского металлургического завода в Челябинской области.

Сравнительные исследования тенгизита и шлаковых стёкол методом ЭПР-спектроскопии выявили их чёткие различия. Все цветовые разновидности тенгизита имеют практически идентичные спектры ЭПР. В них проявляется интенсивная линия с  $g=4.27$  и малоинтенсивная широкая полоса  $g \approx 2.0$ , которые относятся к ионам  $Fe^{3+}$  в различной степени искаженных кислородных полиэдрах атомной сетки стекла (рис. 1). В спектрах ЭПР шлаковых стёкол регистрируются главным образом широкие интенсивные полосы ферромагнитного резонанса (ФМР) магнитных частиц различной размерности.



**Рис. 1.** Спектры ЭПР тенгизита (а), шлаковых стёкол Нювчимского чугунолитейного завода, Республика Коми (б) и Саткинского металлургического завода Челябинской области (в).

Судя по секстетной структуре в Мёссбауэровских спектрах  $^{57}\text{Fe}$  шлаковых стёкол, магнитные частицы относятся к металлическому и оксидному железу (рис. 2). В Мёссбауэровских спектрах тенгизита присутствуют только парамагнитные дублеты ионов  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{3+}$ , растворённых в стекле. В полном соответствии с аналогичными исследованиями тенгизита (Фельдман и др., 1994), степень окисления железа в нём  $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+})$  очень высокая – 0.51–0.55. Ионы  $\text{Fe}^{2+}$  находятся в искажённом октаэдрическом кислородном окружении ( $\text{Fe}^{2+}_{\text{IV}}$ ). Интенсивный уширенный дублет  $\text{Fe}^{3+}$  является усреднённым сигналом от этих ионов в различных кислородных координациях атомной сетки стекла. В парамагнитной части мёссбауэровских спектров шлаковых стёкол доминируют дублеты  $\text{Fe}^{2+}$  в октаэдрических и тетраэдрических позициях сетки стекла. Степень окисления железа очень низкая – 0.05–0.09, ионы  $\text{Fe}^{3+}$  находятся в тетраэдрической координации.



**Рис. 2.** Мёссбауэровские спектры  $^{57}\text{Fe}$  тенгизита (а), шлаковых стёкол Нювчимского чугунолитейного завода, Республика Коми (б) и Саткинского металлургического завода Челябинской области (в). IS (мм/с), QS (мм/с), H<sub>hf</sub>(Т) и А % – изомерный сдвиг, квадрупольное расщепление, сверхтонкое магнитное поле на ядрах железа и относительная площадь спектрального компонента.

Приведённые особенности тенгизита и шлаковых стёкол позволяют методом ЭПР легко их диагностировать и различать по малой навеске (~50 мг) крупки или осколков.

### Литература

- Потапов С. С. Тенгизит – техногенное стекло // Уральский минералогический сборник. № 3. Миасс: УрО РАН, 1994. С. 174-179.
- Потапов С. С., Лютоев В. П., Мороз Т. Н. Геологическая позиция, химический состав и спектроскопические особенности тенгизитов – индикаторов специфических высокотемпературных техногенных процессов // Минералогия техногенеза–2001. Миасс: ИМин УрО РАН, 2001. С. 77-87.
- Потапов С. С. Шайтанит и другие техногенные стекловатые продукты как имитации ювелирного тенгизита // Минералогия техногенеза–2012. Миасс: ИМин УрО РАН, 2012. С. 76-94.
- Потапов С. С., Лютоев В. П., Лысюк А. Ю., Головатая О. С. Тенгизит как ювелирно-поделочный камень, шайтанит и демидовит как его имитации (фальсификации) и спектроскопическая диагностика (25 лет изучения) // Минералогия техногенеза–2018. Миасс: ИМин УрО РАН, 2018. С. 20-25.
- Фельдман В. И., Бычков А. М., Диков Ю. П., Кривцова Т. Я. Тенгизиты – стёкла из очага нефтяного пожара // Доклады Академии Наук. 1994. Т. 339. № 2. С. 239-242.

## СИСТЕМАТИЗАЦИЯ И ДИАГНОСТИКА «ПОРФИРОВ» ИЗ КОЛЛЕКЦИЙ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО МУЗЕЯ СПбГУ

«Порфиры» широко представлены в уникальных коллекциях XIX века Петрографического музея Санкт-Петербургского Университета. Эти коллекции приобретались для обучения студентов у известных фирм Западной Европы. Среди них коллекции Ф. Кранца, Б. Штюльца, Женевская и Гейдельбергская, относящиеся к разряду систематических. Наиболее представительная Гейдельбергская коллекция содержит 968 образцов классических осадочных, магматических и метаморфических горных пород Европы, Азии и Америки, из них 102 образца порфиров. Их доизучение с привлечением современного аналитического оборудования ресурсных центров университета может стать ценным вкладом в подготовку геологов разных уровней обучения. В XIX веке термином «порфир» обозначали значительно более широкий круг горных пород, чем в настоящее время. Поэтому для переатрибутации образцов необходимо их доизучение.

Согласно Ф.Ю. Левинсону-Лессингу, автору первого петрографического словаря, изданного в Германии в 1893, «порфир» (от греч. *porphyros* – красный, лат. – *purpura*) – общее название для магматических пород с вкрапленниками (большими кристаллами, имеющими геометрические очертания), погруженными в массу, состоящую из минералов, неразличимых простым глазом. Г. Розенбуш отделил ортоклазовые породы – «порфиры» – от плагиоклазовых – «порфиритов». В настоящее время «Петрографический кодекс» (2008) рекомендует отказаться от терминов «порфир» и «порфирит» в чистом виде, а употреблять их в качестве дополнения к соответствующему наименованию горной породы с сохранением вложенной Г. Розенбушем смысловой нагрузки.

Истоки употребления и некоторой неоднозначности термина «порфир (порфирит)» уводят в глубокую древность, описание египетских порфиритов приведено уже в «Естественной истории» Плиния старшего. Использование этих пород стало популярным со времён Клеопатры – последней царицы эллинистического Египта, которой принадлежало единственное в те времена месторождение порфиритов. Египетские мастера сооружали из них саркофаги, колонны и статуи, различные предметы интерьера. «Красный порфир (порфирит)», который называли также «императорским порфиром», добывался в каменоломнях «горы Порфирит» в области Фиваиде в восточном Верхнем Египте. Красный порфир стал широко применяться в Риме после того, как Египет стал римской колонией.

Багряный цвет издавна считался символом власти, как из-за своей энергетики и насыщенности, так и из-за высокой стоимости красителя, который добывали еще финикийцы из мантии брюхоногих моллюсков. В Древнем Риме по указу Нерона облачаться в одежду пурпурного цвета мог только император. После падения Римской империи традиция употребления порфира и красных одеяний перешла в Византию. Багрянорóдные, порфирорóдные, порфи́рогéнеты – термины, употреблявшиеся в отношении детей византийского императора. Императрицы рожали в Багряном (Порфирном) зале императорского дворца, откуда и возник эпитет «порфиродный». Здание этого дворца было облицовано порфиром (порфиритом) и называлось «Порфира». Хоронили царственных особ, также используя красный порфир для изготовления надгробий и саркофагов.

Русь наладила тесные связи с Византией после крещения. Существительное «порфир» появилось на Руси в 11-м веке. Подтверждением тому служит Остромирово евангелие, датированное (1057 г.). В нем порфир – багряница и пурпурная царская одежда. Несколько позже лексическое значение этого слова расширилось. Царствующие особы Руси, как и всей Европы, унаследовали античное пристрастие к горным породам багряных оттенков. Во второй половине XVIII в. Екатерина II послала на Алтай П.А. Соймонова для поиска цветных камней. Вскоре П. Шангин открыл в горах Алтая месторождение порфиров на р. Коргон, схожих с египетскими по окраске и текстуре. Образцы коргонского порфира (изменённых игнимбритов) представлены в коллекции петрографического музея СПбГУ. В Европе «порфиры», напоминающие по цвету египетские, были описаны во второй половине XVIII в. в центральной Швеции. Это эльфдаленские порфиры, которые использованы в декоре дворца Густава III, из них изготовлен саркофаг Карла XIV, а также – королевский подарок Николаю I – постамент вазы в Летнем саду С-Петербурга. Слагающие постамент породы постамент имеют необычный темный с розовато-вишневым оттенком цвет и обломочную текстуру.

Таким образом, анализ применения термина порфир (порфирит) в историческом ракурсе показал, что так издавна называли вулканические породы с вариациями оттенков пурпурного цвета с порфировой структурой или мелко-среднеобломочной текстурой преимущественно кремнекислого состава. В эту категорию пород попадали как эффузивы, так и пирокластиты, включая игнимбриты. Таковы египетские, коргонские, эльфдаленские порфиры.

На начальном этапе исследований была проведена визуальная диагностика и разбраковка всей выборки порфиров петрографического музея СПбГУ. Визуально атрибутированные образцы горных пород с уточненными названиями занесены в базу КАМИС. Для более детального анализа были оставлены 2 образца коргонских порфиров и 10 порфиров из Гейдельбергской коллекции; были изготовлены обычные и

прозрачно полированные шлифы, изученные с помощью поляризационного фотомикроскопа LEICA DM MP. Породы получили корректные петрографические наименования. Наиболее интересные образцы Гейдельбергской коллекции, выбранные по их культурологической и научной значимости, были детально изучены с помощью электронного микроскопа Quanta 200 3D с микрозондовой приставкой. Это порфиры Эльфдалена, Швеция: Н-638 и Н-659.

Порфиры образца Н-659 по составу отвечают трахитам с вкрапленниками К-На полевых шпатов – санидин-микропертита и анортоклаза; плагиоклаза – андезин-олигоклаза; изредка – железистого моноклинного пироксена – геденбергита и амфибола типа грюнерита. Основная масса трахитов сложена преимущественно мелкими лейстами полевых шпатов – санидина, анортоклаза, олигоклаза, альбит-олигоклаза, небольшими количествами Fe-амфибола, титаномагнетита, биотита, флюорита, апатита, монацита, торита. Микротрещины в порфирах выполняют альбит, Mn-содержащий кальцит, родохрозит, оксиды и гидроксиды железа и марганца.

Порфиры образца Н-638 по составу отвечают трахириолитам. Эти кремнекислые вулканические породы повышенной калийной щёлочности содержат 76 масс. % SiO<sub>2</sub>; 7.8 масс. % K<sub>2</sub>O; 2.9 масс. % Na<sub>2</sub>O. По структурно-текстурным особенностям данные порфиры близки к типичным игнимбрикам. Вкрапленники в них представлены уплощёнными кристаллами К-На полевого шпата – микропертита состава K<sub>64.5</sub>Na<sub>33.1</sub>Ca<sub>2.4</sub>, реже плагиоклаза – андезина Ca<sub>40.3</sub>Na<sub>55.4</sub>K<sub>4.3</sub>, титанистого биотита, титаномагнетита, богатого марганцем ильменита. Основная масса пород сложена тонкозернистыми агрегатами кварца, К-На полевых шпатов, менее плагиоклаза, биотита, флюорита, Fe-Mg-амфибола, титаномагнетита, апатита, богатого марганцем ильменита, циркона, монацита-(Ce), сфалерита, галенита. Флюорит нередко образует небольшие гнезда и сростания с биотитом, содержит 0.5 масс. % Sc<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0.3 % Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0.2 % SrO. Наличие – обилие фтора – характерная особенность состава расплавов игнимбриков, которая обеспечивает необычайную подвижность этих кремнекислых магм. Фторопатит содержит ~ 2 % суммы REE и ~ 1 % Sr. Манганильменит содержит до 1.5 масс. % ниобия. Циркон слагает небольшие короткопризматические кристаллы тонкозональные, беден гафнием, содержит 1.1–1.4 масс. % HfO<sub>2</sub>; величина ZrO<sub>2</sub>:HfO<sub>2</sub> = 53 (от 59 до 47); содержит 1.5–2 % Y и Nb. Монацит-(Ce) беден торием, содержит 0.5–1.1 масс. % ThO<sub>2</sub>, 1.3 % SiO<sub>2</sub>, 0.8 % Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0.7 % SrO; не содержит Cl и S; распределение лантаноидов таково – Ce >> La > Nd >> Pr > Sm > Gd > Dy = Tb.

Порфиры образца Н-638 в существенной степени, но неоднородно изменены эпигенетическими процессами низкоградного метаморфизма в условиях пренит-пумпеллиитовой фации, судя по составам метаморфогенных хлорита и светлой слюды. В зонах дробления и трещиноватости значительная часть основной массы пород перекристаллизована, магматические минералы замещены – К-На полевые шпаты – альбитом Na<sub>97.8</sub>Ca<sub>1.0</sub>K<sub>1.2</sub> и пластинчатым почти беспримесным нерешётчатым калишпатов; биотит – сростаниями глинозёмисто-железистого хлорита, мусковита – фенгита, рутила и кварца; титаномагнетит – магнетитом, рутилом, иногда и пиритом; ильменит – железистым рутилом с 0.8–1.5 % ниобия. В других участках порфиров степень замещения и перекристаллизации существенно ниже, но характер изменений сохраняется. В матрице метаморфизованных порфиров развиты многочисленные мелкие – до 45 микрон неправильной формы (до диффузных) выделения марганцовистого кальцита, фторкарбоната лантаноидов и кальция – синхизита-(Ce), реже – силиката иттрия – таленита и редкоземельного эпидота. Марганцовистый кальцит, синхизит, таленит и редкоземельный эпидот обычно образуют сростания с железистым хлоритом и альбитом. Выявленные особенности позволяют объяснить темный с розовато-вишневым оттенком цвет пород, который можно наблюдать и в плинте вазы Летнего сада. Постамент ее выполнен из эльфдаленского порфира. Темный оттенок обусловлен присутствием оксидов марганца, буроватые и вишневые оттенки дают тонкодисперсные оксиды и гидроксиды железа, розоватые – марганцовистыми карбонатами.

Состав марганцовистого кальцита отвечает формуле (Ca<sub>0.95</sub>Mn<sub>0.05</sub>)<sub>1</sub>[CO<sub>3</sub>]. Состав фтордоминантного синхизита-(Ce) отвечает формуле Ca(Ce,La,Nd)[(F,OH)/(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>]; распределение лантаноидов в минерале – Ce >> La = Nd >> Pr > Sm > Gd; синхизит содержит ~ 0.5 % тория. В скоплениях синхизита постоянно присутствуют редкие мельчайшие < 2 микрон кристаллики торита, отчётливо проявленные на фотографиях в режиме отражённых электронов. Таленит – весьма редкий силикат иттрия, ранее в вулканических породах, в том числе в игнимбриках, не описывался. Если метаморфогенный синхизит в порфирах образца Н-638 постоянно фтордоминантный, то метаморфогенный таленит постоянно гидроксилдоминантный, содержит лишь следы фтора и хлора. Состав безфтористого таленита эльфдаленских порфиров отвечает формуле – (Y<sub>1.605</sub> Ca<sub>0.264</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0.260</sub>Dy<sub>0.168</sub>Gd<sub>0.153</sub>Nd<sub>0.113</sub>Sm<sub>0.089</sub>Sr<sub>0.074</sub>Ce<sub>0.068</sub>Er<sub>0.043</sub>Mn<sup>3+</sup><sub>0.036</sub>Tb<sub>0.033</sub>Ho<sub>0.018</sub>Yb<sub>0.016</sub>Pr<sub>0.015</sub>La<sub>0.014</sub>Th<sub>0.012</sub>Eu<sub>0.009</sub>)<sub>2.994</sub> [(OH)<sub>0.592</sub> Cl<sub>0.408</sub>]<sub>1</sub>/(Si<sub>2.930</sub>Al<sub>0.076</sub>)<sub>3.006</sub>O<sub>10</sub>]. Таленит содержит ~ 0.5 масс. % тория и скандия. Распределение лантаноидов в талените специфическое: Y >> Dy > Gd > Nd > Sm > Ce > Er >> Ho = Yb = Pr = La > Eu. Редкоземельный эпидот – (Ce) в порфирах образца Н-638 содержит 1.6 масс. % TiO<sub>2</sub>, 1.5 % SrO, 1.3 % MgO, 1.2 % Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0.2 % Sc<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Распределение лантаноидов в редкоземельном эпидоте таково – Ce >> La = Nd >> Pr > Sm > Gd.

Таким образом, изучение образцов порфиров позволило атрибутировать на современном уровне музейные экспонаты – образцы горных пород из исторических коллекций XIX в., получить новую научную информацию. Эти данные могут быть использованы в учебном процессе. Выполненный анализ позволил приоткрыть секрет окраски объекта – декоративного произведения искусства, на который вот уже третье столетие обращаются многочисленные взоры петербуржцев и гостей нашего города. Несомненно, опыт доизучения образцов исторических коллекций следует продолжить и широко внедрять в практику музейных работ.

## МАЛИНОВЫЙ КВАРЦИТОПЕСЧАНИК В АРХИТЕКТУРЕ Г. ПЕТРОЗАВОДСКА

Среди многочисленных горных пород, широко применяемых в архитектуре г. Петрозаводска в качестве строительного и облицовочного камня, особое место занимают докембрийские кварцитопесчаники. Один из них – шокшинский получил свое название в честь одноименного села Шокша, расположенного в Прионежском районе Республики Карелия. Месторождение этого уникального природного камня, известного с конца XVIII, находится в 5 км севернее дер. Шокша. В Горном журнале за 1851 г. капитан корпуса горных инженеров К.И. Комаров указывает на две различаемые по цвету «разности» шокшинского порфира: красный и красновато – бурый. Красновато – бурый «разность» является реже и более тонкими слоями (Комаров К.И., 1851).

Месторождение состоит из двух участков – Северного и Южного. В пределах Южного участка Шокшинского месторождения выделяются три пачки: нижняя – красных кварцитов, мощностью 15 м., средняя – малиновых кварцитов, мощностью 17 м и верхняя – красных кварцитопесчаников мощностью до 40 м. Минеральный состав малиновых кварцитов: кварц 94–95 %, халцедон 2–3 %, серицит 0.5–1.0 %, оксиды железа до 0.5 %. Красные кварциты содержат: кварц 78–88 %, серицит 8–10 %, халцедон, кремль 4–5 %, оксиды железа 2–3 %, иногда в красных кварцитах имеются включения глинистых сланцев в количестве до 15–20 %. Структура кварцитов тонко – и мелкозернистая, мощность монослоев в пачке малиновых кварцитов 0.4–1.5 м, в пачке красных кварцитов 0.1–0.4 м. Северный участок имеет размеры 2200 x (700–1000) м и сложен платообразной залежью серых кварцитопесчаников. Обломочный материал песчаников в основном состоит из кварца (90–95 %) и полевого шпата (2–5 %), цемент преимущественно кварцевый. Мощность рыхлых вскрышных пород достигает 4.9 м. (Минерально..., 2006). Насыщенный пурпурный цвет, которым славится малиновый кварцитопесчаник, придают этой породе гидроксиды железа. Высокая твердость, прочность, износостойкость и декоративность – все эти качества делают его великолепным материалом, предназначенным для облицовочных работ.

Необычный цвет породы и ее замечательные свойства издревле были замечены мастерами-ценителями природного камня. Изначально малиновый кварцитопесчаник шел на отделку зданий в Санкт-Петербурге: особенную ценность представляли однотонные шокшинские кварцитопесчаники темно-малинового цвета, называемые «шокшинским порфиром» (порфиром – с греч. «пурпурный», «багряный»). Постепенно область использования «камня из Шокши» значительно расширилась. Саркофаг французского императора и полководца Наполеона I, мозаичный пол Казанского собора (арх. А.Н. Воронихин 1801–1811 гг.), пьедестал памятника Николаю I (скульптор П.К. фон Клодт), венечная часть и надпись « Ленин» Мавзолея в Москве (1924–1930 гг., арх. А.В. Щусев) и другие сооружения на века прославили этот природный камень. Не обойден был он строителями и архитекторами столицы Карелии. В начале XX века малиновый кварцитопесчаник использовался в Петрозаводске для изготовления надгробий. На Неглинском кладбище города похоронен А. А. Бернадский (31.12.1850–9.01.1925) – чиновник, действительный член Лесного общества в Санкт-Петербурге (1887 г.), надмогильный камень которому выполнен из этой породы. Ей же украшена могила врача – офтальмолога, доктора медицины, Героя Труда И.А. Шехмана.

Брусчаткой из малинового кварцитопесчаника было выложено дорожное покрытие Первомайского проспекта (работа немецких военнопленных в послевоенные годы) – одной из самых дорогих улиц в мире. В начале 80-х годов ее сняли. Часть камня была направлена для обустройства железнодорожной площади перед вокзалом и набережной Онежского озера. Из этой горной породы изготовлен постамент памятника известным политическим деятелям К. Марксу и Ф. Энгельсу (угол проспекта К. Маркса и ул. Куйбышева), открытый 10 мая 1960 года в связи с празднованием сорокалетия со дня образования Карельской Трудовой Коммуны (скульптор: Е.И. Белостоцкий). 28 июня 1969 года в Петрозаводске открыт мемориал на Могиле Неизвестного Солдата и зажжен Вечный огонь. Многие организации и предприятия внесли свой вклад в увековечение памяти героев – освободителей Карелии и Петрозаводска в том числе и Онежское рудоуправление. Им были поставлены семьдесят малиново-кварцитных и четыре габбро-диабазовых блока, выполнены работы по изготовлению деталей памятника, включая чашу Вечного огня (Промышленность..., 2015).

Из шокшинского кварцитопесчаника также сделан пьедестал памятника И. И. Сенькину (советский государственный деятель, первый секретарь Карельского областного президиума КПСС). Памятник был открыт в 2007 г. в сквере по ул. Титова (скульпторы: Э. Григорян, Л. Давидян).

Эта же горная порода использована при сооружении памятника «Вечная слава железнодорожникам», установленным в 2014 году в память о железнодорожниках, погибших в годы Великой Отечественной войны (скульптор Э. Григорян). Он расположен на ул. Анохина около железнодорожного колледжа города.

В 2017 году на территории пожарно-спасательной части имени капитана внутренней службы Г.А. Семенова (ул. Правды) был установлен памятник, посвященный пожарным и спасателям (скульптор Э. Григорян). Выбор вновь пал на «камень из Шокши».

Этот природный камень украшает цоколь здания Петрозаводского государственного университета (основан в 1940 году, до 1956 года – Карело-Финский государственный университет) – одного из крупнейших зданий центра города, выполненного в стиле неоклассицизма. Оно вытянулось вдоль главной улицы – проспекта Ленина более, чем на 140 м. В ходе Великой Отечественной Войны здание было разрушено. Первая очередь его восстановления проходила в 1946–1947 гг. (проект архитектора А. Барышникова). Вторая очередь строительства завершилась в 1962 году (проект группы петрозаводских архитекторов Г. Вороновой, Л. Мунасыповой, Л. Тарлер, Т. Лийк, В. Антохина). Стоит упомянуть порталы входа в здания Прокуратуры и Законодательного Собрания Республики Карелия, (ул. Титова), а также брусчатку у Вечного огня и памятника Г.Р. Державину (пл. Ленина).

В настоящее время разработчиком этого природного материала является ОАО «Кварцит». Малиновый кварцитопесчаник используется для изготовления брусчатки, декоративных облицовочных и ритуальных изделий, футеровки шаровых мельниц, а также для ландшафтных работ. Объекты, в которых представлена эта уникальная горная порода, остаются вечным памятником труду русских и зарубежных зодчих.

### Литература

*Комаров К.И.* О строительных материалах Олонецкой губернии // Горный журнал: СПб, 1851, ч. IV, кн.10. с. 55–148

Минерально-сырьевая база Республики Карелии. Михайлов В.П. и др.//Петрозаводск: Карелия, 2006. Кн. 2. 356 с.

Традиции высочайшего профессионализма сохранены. // Промышленность. Информационное издание для специалистов. № 7. 2015. с. 7

**Тутакова А.Я.**

*Санкт-Петербургский Горный университет, Санкт-Петербург, Россия, Tutakova\_AYa@pers.spmi.ru*

### **ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИРОДНОГО КАМНЯ КАРЕЛЬСКОГО ПЕРЕШЕЙКА В АРХИТЕКТУРЕ САНКТ-ПЕТЕРБУРГА В НАСТОЯЩЕЕ ВРЕМЯ**

Значительную роль в создании уникального облика Санкт-Петербурга, его «строго, стройного вида» сыграло широкое применение разнообразных природных камней. Санкт-Петербург – город, где природный камень используется с первых лет его основания: набережные, дворцы, соборы, памятники, общественные и жилые здания. Гуляя по Петербургу с удовольствием обращаешь внимание не только на уже хорошо знакомые такие архитектурные шедевры, как величественная внешняя колоннада Исаакиевского собора, Александровская колонна на Дворцовой площади, постамент «Медного всадника», архитектурный ансамбль Стрелки Васильевского острова, но и на новые памятники, архитектурные комплексы, пешеходные зоны, станции метро, созданные или отреставрированные с использованием природного камня, в том числе и из месторождений Карельского перешейка.

Добыча облицовочного камня на Карельском перешейке и побережье Финского залива (на территории современной Финляндии) ведётся с первой половины XVIII века. В последние годы на Карельском перешейке (в Выборгском и Приозерском районах Ленинградской области) добывают розовато-серые, серые, розовые, коричнево-розовые с небольшим количеством ооидов граниты рапакиви Выборгского массива на месторождениях Возрождение (участок 8) и Ала-Носкуа; розовато-коричневые средне- и крупнозернистые граносиениты Оярвинского массива преимущественно на месторождениях Балтийское и Елизовское, периодически на месторождении Дымовское; серые со слабым розовым оттенком мелко- и среднезернистые граниты на Каменногорском месторождении. Розовато-серые, розовые, серые, реже красновато-розовые крупнозернистые граниты Кузнеченского массива с 1998 по 2018 г. добывали на месторождении Ладожское.

Граниты рапакиви месторождения Возрождение и граносиениты Оярвинского массива (преимущественно месторождения Балтийское) активно используются при реконструкции и благоустройстве (в том числе при замене асфальтового покрытия на гранитные плиты и брусчатку) многих улиц, проспектов, площадей, набережных в центре Петербурга: Невский проспект (2001, 2008 гг.), Приморская набережная (набережная у Приморского проспекта) от Ушаковского моста до 3-го Елагина моста через Большую Невку (2008 г., граниты рапакиви месторождения Возрождение), Фурштатская улица (2009 г.), улицы Большая и Малая Конюшенная (2011 г., 2014 г.), набережная канала Грибоедова (2011 г.), проспекты Владимирский (2010 г.), Литейный (2010 г.) Чернышевского (2011 г.), улицы Кирочная (2013 г.), Восстания (2014 г.), Марата (2014 г.), Рубинштейна (2014 г.), Караванная (2014 г.), Пушкинская (2015 г.),

Садовая (2015 г.), Итальянская (2015 г.), Маяковского (2015 г.), Малая и Большая Морская (2016–2017 г.), 1-я Советская (2017–2018 г., в том числе – основание под памятник карете). При реконструкции Пироговской набережной от Литейного моста до Малого Сампсониевского проспекта в 2010–2012 гг. использованы граниты месторождения Ладожское.



**Фото.** Реконструкция и благоустройство 1-й Советской улицы: граниты рапакиви месторождения Возрождение (в том числе – основание под памятник карете) и граносиениты Оярвинского массива. Фото Анны Тутаковой.

Ещё несколько примеров использования природного камня Карельского перешейка в архитектурных объектах Санкт-Петербурга за последнее десятилетие:

- пьедестал памятника Д.Д. Шостаковичу (2009 г.) на пересечении ул.Шостаковича и пр.Энгельса (граниты рапакиви месторождения Возрождение);
- пьедестал памятника С.А. Есенину (2009 г.) на пересечении ул.Есенина и Северного пр. и 1–2 этажи дома 1 по ул.Есенина (граносиениты Оярвинского массива);
- фонтан «Мы» (2009 г., граносиениты Оярвинского массива) и пьедестал памятника «Студенту» (2010 г., граниты рапакиви месторождения Возрождение) во дворе Политехнического университета;
- памятник Н.К. Рериху (2010 г.) в саду «Василеостровец» у 25-й линии Васильевского острова (граносиениты Оярвинского массива);
- пьедестал памятника А.П. Карпинскому (2010 г.) на 21-й линии Васильевского острова у д.21 (граносиениты Оярвинского массива);
- пьедестал памятника «Учителю» (2010 г.) в сквере на пересечении улиц Учительской и Ушинского (граносиениты Оярвинского массива);
- внешняя облицовка торгово-офисного центра «Olympic Plaza» (2011 г.) на пересечении улиц Марата и Стремянной (граносиениты Оярвинского массива);
- пьедестал памятника Петру Багратиону (2012 г.) на ул. Марата в сквере между домами 86 и 90 (граниты Ладожского месторождения);
- пьедестал памятника М.К. Аникушину (2013 г.) на Песочной наб. у д. 8 (граносиениты Оярвинского массива);
- пьедестал памятника Мусе Джалилю (2011 г.) в сквере на пересечении Гаванской ул. и Среднего пр. Васильевского острова (граносиениты Оярвинского массива);
- музыкальные фонтаны (скульптурно-фонтанные комплексы) «Времена года» (2014 г.), «Мир детям» (2015 г.), «Источник вдохновения» (2017 г.) у торгового комплекса «Гранд Каньон» на пр. Энгельса, д.154 (гранит рапакиви месторождения Возрождение);
- пьедестал памятника О.Ф. Берггольц (2015 г.) в Палевском саду на пересечении ул. Седова и ул. О.Берггольц (граниты Каменногорского месторождения);
- внешняя облицовка 1-го этажа Инженерного корпуса Горного университета и 1–2 этажей многофункционального центра «Горный» (2015 г.) на пересечении Малого пр. и Наличной ул. и на пересечении улиц Наличной и Нахимова на Васильевском острове (граносиениты Оярвинского массива и граниты рапакиви месторождения Возрождение);

- Триумфальная арка в честь 70-летия Победы в Великой Отечественной войне (2015 г.) на пл. Воинской Славы в Красном Селе (граносиениты Ожарвинского массива – месторождение Балтийское);
- пьедестал памятника Петру I (2016 г.) перед входом в «Белый зал» Политехнического университета (граносиениты Ожарвинского массива);
- пьедестал памятника Шота Руставели (2016 г.) на пересечении ул. Руставели и пр. Просвещения (граносиениты Ожарвинского массива);
- оформление памятника С.Д. Довлатову (2016 г.) на ул. Рубинштейна у д. 23 («стол» и «табуретки» из граносиенита Ожарвинского месторождения, брусчатка – граниты рапакиви месторождения Возрождение);
- пьедестал памятника «Военным дрессировщикам и служебным собакам Ленинградского фронта» (2017 г.) в парке «Сосновка» на пересечении Тихорецкого пр. и ул. Академика Байкова (граносиениты Ожарвинского массива);
- памятник И.А. Бродскому (2017 г., без указания имени на памятнике) на ул. Одоевского около д. 28 (граносиениты Ожарвинского массива);
- памятник «Дружбе бордюра и поребрика» (2017 г.) на Бассейной ул. у д. 12 (граниты рапакиви месторождения Возрождение и граносиениты Ожарвинского массива);
- памятник «Воинам-авиаторам» (2018–2019 г) в сквере им. Льва Мацевича между Богатырским пр. и Аэродромной ул. в виде миниатюрной часовни (граниты рапакиви месторождения Возрождение) и пьедесталы семи памятников первым авиаторам России (граносиениты Ожарвинского массива).

Гуляя по городу вы увидите ещё множество интересных архитектурных объектов, при создании которых использованы разнообразные природные камни. Всё больше литературы появляется об этом уникальном строительном материале – красивом и долговечном, каждый раз разном. В этих книгах вы с удовольствием прочитаете о том, где и какой природный камень использовался при строительстве Петербурга с первых лет его основания до наших дней.

Для поиска архитектурных объектов из природного использовались личные наблюдения и интернет-сайты: <http://www.vozr.ru>, <http://unplaces.ru>, <http://kanoner.com>.





**ПРЕПОДАВАНИЕ МИНЕРАЛОГИИ  
И СМЕЖНЫХ ДИСЦИПЛИН В ВЫСШЕЙ ШКОЛЕ**

---

*Бекботаева А.А.<sup>1</sup>, Бекботаев А.Т.<sup>1</sup>, Байбатшиа А.Б.<sup>1</sup>*  
*Казахский национальный исследовательский технический университет, Алма-Аты, Казахстан,*  
*a.bekbotaeva@mail.ru*

## **ПРЕПОДАВАНИЕ МИНЕРАЛОГИИ, ПЕТРОГРАФИИ И МИКРОСКОПИИ НА КАФЕДРЕ ГСПиРМПИ**

На территории Казахстана с 2018 года введены новые Государственные стандарты высшего образования и в Казахском национальном исследовательском техническом университете имени К.И.Сатпаева (Satbayev University) была разработана образовательная программа «Прикладная геология», которая будет введена в действие с набора 2019–2020 у.г. Программа структурирована, представлена полным перечнем необходимых требований для многогранной и многоуровневой подготовки высококачественного специалиста. В ней предусмотрено развитие интеллектуальных, профессиональных, личностных качеств будущего специалиста. Приведена учебная программа с набором обязательных и элективных дисциплин, отвечающих современному уровню подготовки специалиста востребованного на рынке труда. В программу добавлены обновленные требования к компетентности бакалавров, соответствующие требованиям в современном производстве. Методика преподавания таких дисциплин, как «Кристаллография и минералогия», «Петрография», «Кристаллооптика» основывается на следующих активных методиках: презентации, кейс-технологии, проблемная лекция, дидактические игры, basket-метод.

### **Литература**

*Бесимбаев Е.Т., Байбатшиа А.Б.* Вклад ученых-геологов Казахского национального технического университета имени К.И. Сатпаева в кадровое обеспечение геологической отрасли / Тр. МНПК, посвященной 80-летию К. Турысова "Проблемы и перспективы развития геологического кластера: образование-наука-производство". Алматы, 2014. С. 513–517.

Вопросы методики преподавания в вузе: сборник статей / Ред. М.А. Аكوпова, Е.А. Зачевский. Санкт-Петербург : Нестор, 2000.

---

*Вишневыский А.В.*  
*Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, vishnevsky@igm.nsc.ru*  
*Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия*

## **О ДИВНЫЙ НОВЫЙ МИР, ИЛИ СОХРАНЕНИЕ УРОВНЯ ПРЕПОДАВАНИЯ МИНЕРАЛОГИИ В МЕНЯЮЩИХСЯ УСЛОВИЯХ**

Программы обучения студентов геологических специальностей менялись всегда и, бесспорно, будут меняться и впредь. Часть инициатив этих изменений исходит из недр министерств, часть генерируются на уровне руководства университета и факультетов. Вводятся различные системы распределения часов, зачётных единиц, базовых, вариативных и выборных курсов, меняются образовательные стандарты, программы, компетенции и оценочные средства. Неизменно одно – люди заняты работой. Разрабатывают стандарты, меняют планы, проводят проверки, а преподаватель, который работает, можно сказать, на передовой, вынужден переписывать программы и видоизменять свой курс. Принципиальной беды в этом нет, образовательный процесс идёт, хоть и с большими трудозатратами и усталостью от понимания малой фактической необходимости постоянного переписывания образовательных программ.

Другое дело, если в целях достижения необходимых показателей отчетности или формального следования рекомендациям министерства руководство решает на сокращение часов преподавания специальных дисциплин и(или) факультативов по базовым курсам. Конечно же, здесь есть несколько вариантов, и выбор, наиболее сильно зависит от двух моментов: является преподаватель штатным или совместителем, и преподаёт он свой предмет формально или серьёзно «вкладывается» в процесс. Естественно, что для штатных преподавателей материальный вопрос будет стоять более остро и варианты могут быть очень разными, вплоть до вынужденного увольнения. Но рассмотрим компромиссный случай: заинтересованный в качестве образования преподаватель, не имеющий серьёзных финансовых проблем, в

силу того, он работает в университете лишь на небольшую долю ставки или имеет какой-либо другой источник дохода.

Минералогия в Новосибирском государственном университете преподаётся для студентов, обучающихся по направлению геология, по профилям Геохимия, Общая и региональная геология, Геология и геохимия горючих полезных ископаемых. Курс двухсеместровый и читается во второй год обучения. Базовыми для него служат курсы Общая геология и Кристаллография, а для студентов профиля Геохимия ещё и Минералообразующие процессы. Традиционно студентам профиля Геохимия уделяется больше внимания и в самом курсе Минералогия. В настоящее время это одна лекция и один семинар в неделю + плюс семинар практикума + семинар факультатива. Итого одно лекционное и три практических занятия в неделю, что вполне достаточно для приемлемого освоения дисциплины. Иная ситуация у студентов профилей Общая и региональная геология, Геология и геохимия горючих полезных ископаемых. В их программе обучения не предусмотрено факультативов и практикумов. И, если со вторым направлением ситуация хотя бы внешне не выглядит особо критической, то многие студенты кафедры Общая и региональная геология занимаются в рамках дипломных работ геологией рудных месторождений, петрологией магматических и метаморфических комплексов, а в магистратуре иногда меняют свой профиль на Петрологию или Минералогию и геохимию эндогенных процессов.

Встаёт вопрос – как при отставании в 120 академических часов на курс (а оно ещё больше, учитывая то, что количество контрольных работ одинаковое, и составляет около 5 и 15 % семинарского времени соответственно) и в таких меняющихся условиях (например, при имевшем место быть временным объединении с кристаллографией), сохранить необходимый минимальный уровень подачи материала, и, соответственно, остаточных знаний? На мой взгляд, здесь имеются два пути. Первый вариант, не для всех приемлемый, и, наверное, не совсем правильный – продолжать (или же начинать) проводить дополнительные занятия факультативно в прямом смысле слова – это необязательные дополнительные занятия во внеурочное время, не значащиеся в учебном плане, и, соответственно, не подразумевающие оплаты. Второй вариант – более правильный, но требующий на начальных этапах (в первые 1–2 года) при ответственном подходе, заметных трудозатрат и постоянного обновления в процессе.

Каким бы простым и очевидным не казалось это решение, но это – увеличение доли самостоятельной работы. Однако тут существует несколько нюансов. Во-первых, традиционно под самостоятельной работой подразумевается в основном подготовка к контрольным работам, зачётам и экзаменам. Здесь же речь идёт о самостоятельной подготовке к каждому занятию, которая занимает около 1–2 часов. Для этого помимо учебников и, например, списка минералов, которые необходимо самостоятельно разобрать к следующему занятию, нужны дополнительные материалы и система контроля. Лучше всего, на мой взгляд, здесь подходит строгая балльная оценка за короткие «пятиминутки», проходящие практически на каждом занятии по предыдущей или грядущей теме (на усмотрение преподавателя), или за более объёмные самостоятельные работы, проходящие, к примеру, 3–4 раза за семестр. Что касается дополнительных материалов, то здесь необходимо стараться максимально задействовать возможности поиска информации в интернете в самом разном виде: фотографии типичных сростков, ассоциаций, разновидностей – то что будет как раз и обсуждаться на грядущем занятии, видеоролики на Youtube с дихроизмом кордиерита, дымом чёрных курильщиков, добычей касситерита в Намибии дедовскими методами, отчётами и постами блогеров, в конце концов. Необходимо также обращаться к ассоциациям и типичным (лучше всего историческим) месторождениям. Тут также могут помочь ссылки на интересные интернет-ресурсы и учебно-методические издания в виде кратких справочников, где месторождения и рудные районы объединены по генетическому типу, например (Литасов и др., 2008). Доносить такую информацию до студентов можно различными способами – от классической e-mail-рассылки до современных систем общения и соцсетей преподаватель-студент реализованных на сайтах университетов.

Пример фрагмента рассылки про графит:

Типичная штриховка на плоскости пинакоида (0001) <http://www.mindat.org/photo-200694.html>

Магматогенный графит в нефелиновом сиените Ботогольского месторождения [http://geo.web.ru/druza/m-graf\\_13\\_4583\\_Lab.JPG](http://geo.web.ru/druza/m-graf_13_4583_Lab.JPG)

«Розочки» в аплите из Ильменских гор (Ю. Урал) <http://www.mindat.org/photo-217915.html>

Метаморфогенный графит в гнейсе [http://geo.web.ru/druza/m-graphit\\_7\\_1637.JPG](http://geo.web.ru/druza/m-graphit_7_1637.JPG)

Метаморфогенный графит - за счет пиролиза углей в Чехии <http://www.mindat.org/photo-199809.html>

Метаморфогенный графит в мраморе за счет органического вещества <http://www.mindat.org/photo-379031.html> <http://www.mindat.org/photo-226511.html>

Графит с самородным железом в габбро <http://www.mindat.org/photo-170366.html>

Из пивнатолитовых жил в гранитоидах о. Шри-Ланка <http://www.mindat.org/photo-276896.html>

Нетипичный генезис – графит из гидротермальной жилы <http://www.mindat.org/photo-207064.html>

Ещё более нетипичная гидротермальная жила [http://geo.web.ru/druza/m-diops\\_20\\_Tu-11\\_RM.jpg](http://geo.web.ru/druza/m-diops_20_Tu-11_RM.jpg)

Как добывают и обогащают графит флотационными методами, а потом делают из него карандаши <http://www.youtube.com/watch?v=zKp3i1MQJWA>

Ну, и, конечно же, не стоит забывать о классической самостоятельной работе на занятиях или вне занятий и контрольных по самостоятельному определению минералов и анализу минеральных ассоциаций и парагенезисов.

Во-вторых – это самостоятельное освоение большого объема материала, не дающегося непосредственно в курсе. В нашем случае речь идет преимущественно о содержании курса Минералообразующие процессы (Смирнов и др., 2015). Где-то, это может быть, например, кристаллография. Здесь может помочь грамотно выстроенное учебно-методическое пособие, или оформленный курс/видеокурс лекций. Усвоение материала также должно подразумевать контроль в виде самостоятельных работ, количество и объем которых зависит от предлагаемого материала. В НГУ мы проводим две таких работы в первом семестре параллельно с подачей материала о самородных минералах и халькогенидах.

Стоит сказать, что мы не ограничиваемся одним из указанных «методов». Проводятся как дополнительные (неоплачиваемые) занятия, что, может и не совсем правильно, так и ведется активная работа по «приучению» студентов работать – готовиться к каждому следующему занятию самостоятельно. Как правило, уже к середине первого семестра большинство студентов начинают готовиться вполне удовлетворительно. Во втором семестре, благодаря постоянным отсылкам к нескольким методичкам, многие начинают брать их на занятия и активно пользоваться при самостоятельных занятиях с образцами.

В принципе, при некотором дальнейшем методическом развитии, такая система может позволить обойтись практически без классических лекционных занятий.

Электронные варианты упомянутых ресурсов вы можете найти на сайте НГУ и на страничке <http://mineral.nsu.ru/educat/>

### Литература

*Литасов Ю.Д., Смирнов С.З., Страховенко В.Д.* Месторождения и проявления минералов: справочное пособие / Новосибирск: Новосибирский государственный университет, 2008. 73 с.

*Смирнов С.З., Кулик Н.А., Литасов Ю.Д., Вишневецкий А.В., Страховенко В.Д.* Основные понятия минералогии и процессы минералообразования: учебное пособие / Новосибирск: Новосибирский государственный университет, 2015. 166 с.

*Иванов М.А.*

*Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия, ivanov\_ma@pers.spmi.ru*

### ОБРАЗНОСТЬ МЫСЛИ И РИСУНОК В ПРЕПОДАВАНИИ МИНЕРАЛОГИИ

Как бы логически строго и последовательно не составлялся университетский курс минералогии, в его оценке одним из важнейших показателей во все времена оставалось и продолжает оставаться, на первый взгляд казалось бы, второстепенное – как он воспринимается студентами. Насколько он интересен, увлекателен, доступен для понимания. Как он оправдывает ожидание тех, кто уже увлечен минералами, как возбуждает любопытство и восхищает тех, для кого минеральный мир только еще открывается.

Естественно, все эти качества не могут регламентироваться образовательными стандартами или методическими разработками. Они определяются самой личностью преподавателя, его преподавательским талантом. Образность в изложении и вслед возникающий рисунок – вот чему следует учиться у наших замечательных учителей. Как и наши учителя с благодарностью вспоминают уроки своих учителей.

Чему учит их опыт?

Во-первых, в самом восприятии минералогии как науки. Ее цель, со слов Д.П. Григорьева (1998): «...это, выражаясь по-старинному, есть познание естественной истории «царства минералов», в ходе которой каменные объекты приобретают все свои качества и закономерно распределяются на Земле и во Вселенной». И если минералы зарождаются, растут, изменяются и разрушаются, то вполне будет разумным в рассказе о них обращаться для сравнения к объектам мира живого. Отсюда вытекают такие образные сравнения, как «онтогенез минералов», «анатомия минералов», «минерал как организм». Задолго до времени Д.П. Григорьева академик А.Е. Ферсман признавался, что свое увлеченностью минералогией в молодые годы он обязан своему учителю В.И. Вернадскому, который в своих лекциях заложил представления о минералах не как о чем-то неживом (мертвом), а развивающейся части этого мира со своей геологической историей, т.е. как о чем-то живом. Представляется, что в сравнении минерального «царства» с миром живых и заложен путь к образности в раскрытии содержания всех основных понятий минералогии для студентов во время лекций.

Во-вторых, опыт в понимании роли рисунка. Замечательно его выразил известный советский биолог Н.В. Тимофеев-Ресовский (2008) в своих воспоминаниях о лекциях по общей биологии, которые он в послереволюционные 20-е годы слушал в Московском университете. Он писал: «Кольцов, читая лекции, во время изложения иллюстрировал их своими цветными схемами. Так как он был прекрасным художником и графиком, то это было технически очень хорошо, ясно, много яснее, нагляднее любых изданных таблиц. Но,

кроме того, огромное значение имела синхронность: он о чем-то говорил и это же схематически в то же время вычерчивал на доске. Вы следили за его изложением и параллельно – за изображением. Это был прием, которым, конечно, мог пользоваться только такой всесторонне одаренный человек, как Николай Константинович Кольцов. Это уж не запомнить – ухитриться надо. Это врезается в память буквально на всю жизнь». Так же Д.П. Григорьев на лекциях по минералогии в Ленинградском горном институте пояснял, что не столь важно, как вы рисуете, сколь важно то, что вы рисуете в процессе повествования. Так, чтобы линии на классной доске возникали перед глазами студентов одновременно как продолжение мысли.

В наше время чрезвычайно популярным в университетской среде стало выступать с лекциями, сопровождаемыми компьютерными презентациями на больших экранах. Это замечательно. Расширилась возможность иллюстрирования понятий минералогии и показ самих минералов. Но это одновременно практически полностью вытеснило из лекций рисунок в том своем выражении, которое когда-то было найдено и с таким эффектом использовано предыдущим поколением преподавателей. Кроме того, стеклянные классные доски, на которых можно было рисовать цветными мелками, сменились белыми пластмассовыми, предназначенными для писания фломастерами. Это тоже замечательно. Но это все одновременно и потеря, так как никакая презентация не заменит образность слова в сочетании с возникающим на ваших глазах рисунком, и никакие фломастеры не смогут передать тонкости и нюансы художественного выражения мысли в рисунке цветным мелом. Так, как это еще дополнялось образностью на лекциях знаменитого Н.К. Кольцова: «В его размышления всегда добавлена улыбка» (Тимофеев-Ресовский, 2008).

### Литература

- Григорьев Д.П. Рассуждения о минералогии / Сыктывкар: Геопринт. – 1998. – 88 с.  
Тимофеев-Ресовский Н.В. Воспоминания / М.: Вагриус, 2008. – 400 с.
- 
- 

**Кулешевич Л.В.**

*Институт геологии Кар НЦ РАН,*

*Институт лесных, горных и строительных наук Петрозаводского государственного университета,  
Петрозаводск, Россия, kuleshev@krc.karelia.rul*

### **ОПЫТ ПРЕПОДАВАНИЯ МИНЕРАЛОГИИ В ПЕТРГУ: МЕТОДИКА ОРГАНИЗАЦИИ КУРСОВЫХ И ДИПЛОМНЫХ РАБОТ**

Первая курсовая работа студентов-бакалавров на кафедре «Наук о Земле и геотехнологий» ИЛГиСН ПетрГУ, обучающихся по направлению «Геология и геофизика» выполняется на 3 курсе, выпускная бакалаврская работа – на 4 курсе. Студентами 2-ого курса, изучающими минералогию, ко Дню научного творчества научно-исследовательская работа может выполняться в индивидуальном порядке, по желанию студента. Тема курсовой/дипломной работы по изучению минерального вещества (минералогии или полезным ископаемым) определяется научным руководителем с учетом пожеланий и индивидуальных способностей студента. Она должна отвечать учебным задачам курса минералогии, соответствовать уровню ранее полученных знаний и согласовываться с другими геологическими дисциплинами, в частности, со знаниями по общей геологии, петрографии, курсу по геологии месторождений полезных ископаемых. Руководитель направляет инициативу студентов на решение соответствующих поставленных задач. По рекомендации деканата ПетрГУ работы студентов должны отвечать современным задачам программы приоритетных направлений Академии наук и насущным задачам Р. Карелия, либо вписываться в программу по арктическим регионам России (в Карелии это Лоухский, Кемский и Беломорский районы).

Основной целью курсовой/дипломной работы является – получение и закрепление знаний, направленным на изучение вещества (по минералогии, петрографии, геохимии, полезных ископаемых). Задачами являются: 1 – развитие навыков самостоятельного определения минералов по комплексу их свойств и определения их генетической группы; 2 – умения определять последовательность выделения минералов в изучаемых образцах (минеральных сростаниях, рудах, породах, метасоматитах), а также 3 – в целом для месторождения; 4 – приобретение навыков написания текста научной работы, самостоятельного изложения результатов своих исследований, навыков анализа библиографии и составления литературного обзора по теме исследования, а также оформления своей работы; 5 – приобретение навыков обобщения собственных результатов исследований и изложенных в литературе материалов, оформления итогов (выводов, заключения) и возможного практического применения результатов.

*Фактический материал.* Курсовая/дипломная работа выполняется на основе собственного каменного материала, собранного студентом в процессе прохождения практики, либо руководитель предоставляет студенту для работы несколько образцов (4–10), в зависимости от сложности минерального состава

изучаемых руд, пород или минеральных сростков, а также индивидуальных способностей, курса и активности студента. Исследования чаще выполняются по коллекциям, собранным в Карелии или другим регионам нашей страны (мира). В отдельных случаях предлагается выполнение реферативного обобщения опубликованных, но разрозненных материалов по минеральным ассоциациям, рудным месторождениям, историко-аналитические обобщения по горно-рудным промыслам в Карелии, либо работа по музейным коллекциям.

*Аналитика.* Исследования студентов выполняются с использованием аналитической базы института геологии КарНЦ РАН (в аналитическом центре ИГ), курирующего подготовку студентов геологов под руководством преподавателя кафедры (или других сотрудников ИГ КарНЦ РАН) по утвержденному плану. Работа должна быть завершена до весенней экзаменационной сессии. Лучшие работы рекомендуются для выступления на конкурсе научных студенческих работ в День научного творчества студентов. *Объем работы* курсовой должен быть не менее 25–30 страниц, дипломной – до 50. Исследования, начатые в курсовой работе, могут быть углублены и продолжены в дипломной работе.

*Направления исследований* в курсовых и дипломных работах включают: 1 – установление минерального состава конкретных образцов, отдельных минералов и их генетической принадлежности; 2 – изучение типоморфных особенностей минералов (внешних морфологических признаков, состава и физических свойств с применением приборной базы); 3 – описание минеральных ассоциаций конкретного месторождения/рудопоявления и последовательности их образования; 4 – анализ минералогеохимических особенностей группы рудных месторождений в сравнительном аспекте; 5 – минералогеохимические исследования и разработка поисковых критериев; 6 – изучение петрографо-петрохимических особенностей интрузивных комплексов и связанных с ними руд; 7 – изучение минеральных ассоциаций шлихов (в случае шлиховых поисков), 8 – зон метасоматического изменения, гидротермальных жил, рудной минерализации шир-зон и др. *Примеры некоторых курсовых/дипломных работ*, выполненных в предыдущие годы студентами:

1) Минералогия шлиховых ореолов вокруг кимберлитовых тел на территории Карелии. Дипломная работа Середюк Е.В., 2009 г. (Выполнялась на основе шлихов, предоставленных КГЭ, курировалась геологами КГЭ, результаты работы переданы в Карельскую ГЭ. Сделано выступление на научной конференции).

2) Минералогия и условия образования золото-сульфоарсенидных руд проявлений Пиилола (Финляндия) и Новые Пески (Карелия). Курсовая работа Компанченко А.А., 2013 г. (Выполнялась по материалам летней полевой практики в Карелии и коллекции, собранной в СВ Финляндии. Использовались опубликованные материалы. Сделано выступление на научной конференции). Исследования продолжены в дипломной работе 2014 г. по теме: Типоморфные минералы и условия образования Au-S-As и Au-Sb-S-As руд (Карелия, Финляндия). (Опубликованы тезисы и статья).

3) Ворго Д.А. Минерало-органические соединения: жемчуг в реках Карелии. (Изучались образцы раковин и жемчуг северных рек Карелии. Курсовая работа докладывалась в 2015 г. Презентация выставлена как научно-популярная лекция на сайте музея геологии докембрия ИГ КарНЦ РАН).

4) Изоморфизм в хлоритах и возможности их использования для расчета температуры образования (Эльмусская площадь, Карелия). Научная работа Рожкова И.Ю. (2015 г.), докладывалась на дне научного творчества студентов. Выпускная квалификационная работа 2017 г. того же студента: Конгломераты Кайкана как возможный источник рассыпного золота и алмазов (Кооперативная Республика Гайана). Материалы собраны в период летней полевой практики в Р. Гайана. Обобщен большой литературный материал. (Работа докладывалась на дне научного творчества студентов. Опубликованы тезисы).

5) По результатам летних полевых работ по геотермальным полям вулкана Кудрявый, о. Итуруп С.А. Чистяковым была представлена курсовая и дипломная работа (2018, 2019 гг.). Сделано выступление на студенческой конференции, опубликованы тезисы. Отобрана и подарена музею геологии (ИГ, Петрозаводск) коллекция редких сульфосолей и сульфидов с вулкана.

*Структура работы* включает: 1 – титульный лист; 2 – аннотацию; 3 – оглавление; 4 – перечень условных обозначений, символов; 5 – введение; 6 – основная часть (главы, более дробные пункты, таблицы, рисунки); 7 – заключение с основными выводами; 8 – список использованной литературы; 9 – приложения (в случае необходимости, если они не включены в текст: это могут быть более крупные карты, большие таблицы, описание шлифов). В перечне условных обозначений обычно приводятся символы минералов (краткие англоязычные или русские обозначения), сокращения принятые по ГОСТам, а также часто используемые сокращения, принятые в работе, такие как зеленокаменный пояс – ЗП. Введение включает следующие пункты: актуальность, цель, задачи работы, регион России (или район Карелии), используемые методы, методики, программы пересчетов и пр., фактический материал, либо указывается, на основании каких материалов написана курсовая работа, используемые литературные источники, личный вклад автора, основные результаты, структура работы, благодарности. Указывается также, какие данные получены при личном участии или лично студентом, а какие заимствованы из литературы или отчетов. Четко формулируется цель курсовой работы, прописывается, какие навыки студент получил, что новое сделано и практическое значение результатов. Приводится перечень использованных при выполнении работы методов исследования с указанием конкретного объема этих исследований. Методике работ и используемым методам зачастую приходится уделять значительное место, как полевым, так и камеральным, с

использованием приборной базы ИГ КарНЦ РАН. Они бывают различны и индивидуальны в зависимости от темы выполняемой работы. В случае поисковых работ – более подробно дается описание полевых методик.

Основная часть курсовой работы должна содержать разделы, посвященные геологической характеристике района работ, сопровождаться геологическими схемами, разрезами. Раздел по магматизму – позиции и распространению интрузивных тел, схему массива с информацией в соответствии с выявленной зональностью и местами отбора образцов и пр. В случае описания месторождения/рудопрооявления, рудного тела (залежи) бывает необходимо приводить информацию о месте взятия каждого отдельного образца. В случае описания метасоматической колонки необходимо приводить детализацию отбора и также характеристику каждого отдельного образца. Отбор и описание приводятся по рекомендуемой методической литературе по картированию расслоенных комплексов, рудных тел, гидротермальных полей, конкретных жил, метасоматитов. При детальном минералогическом картировании – отдельных минералов с учетом их типоморфных особенностей. Текст должен содержать раздел по закономерностям локализации руд или вкрапленной минерализации, по описанию образцов и минералов, их диагностике; характеристике минеральных парагенезисов или ассоциаций, описанию метасоматических изменений пород, вторичных изменений и т.п. Приводятся наблюдения по последовательности минерало-(рудо-) образования, условиям их образования. Дается краткая макро- и микро-характеристика образцов: описание препаратов образцов пород, руд, шлихов, шлифов, аншлифов. Описание пород, руд, минеральных сростаний выполняется по стандартной схеме: внешний вид образца, форма и размер отдельных зерен; для отдельных минералов – морфология, цвет, блеск, спайность, твердость и прочие макроскопические свойства. При характеристике рудных залежей приводится краткое описание нерудных ассоциаций и более подробно дается описание рудных минералов (сначала главных, затем второстепенных и редко встречающихся, либо в зависимости от последовательности их образования). По диагностике редких, редкоземельных и благородных металлов используются микронзондовые и ICP-MS анализы, рамановская спектроскопия. Полученная информация сводится в таблицы и приводится на графиках.

Заключение должно содержать краткие выводы по результатам проделанной работы, которые должны согласовываться с целью курсовой работы, сформулированной во введении. Если есть практические рекомендации, полученные в результате проведенных исследований, их необходимо указать. В этом будет заключаться практическая значимость проведенных исследований. В заключении следует четко излагать выводы, так, чтобы они согласовывались с поставленными задачами и доказательствами, приведенными в тексте. Руководитель курсовой/диплома оценивает студента на всех стадиях работы.

---

---

*Нуриева Е.М.,  
Институт геологии и нефтегазовых технологий КФУ, Казань, Россия, evgeniya.nurieva@kpfu.ru*

## **СОВРЕМЕННЫЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНЫЕ ТЕХНОЛОГИИ В ПРЕПОДАВАНИИ КРИСТАЛЛОГРАФИИ**

Учебная дисциплина «Кристаллография» изучается на первом году обучения и входит в блок базовых дисциплин по учебному плану бакалавриата Геология. Она имеет тесные междисциплинарные связи с математикой, геологией, физикой и химией. Компетенции, приобретаемые студентами в процессе изучения кристаллографии, являются актуальными для дальнейшего изучения дисциплин учебного плана, таких как минералогия, петрография, геохимия и методы изучения геоматериалов. Однако, в связи с падением среднего уровня знаний студентов по химии и математики, в том числе геометрии, подавляющее большинство студентов испытывает трудности при изучении этой дисциплины. По мнению студентов ИГиНГТ это объясняется следующим:

- большая информативность материала при отсутствии навыка у студентов первого курса выделения значимой информации, что в значительной мере увеличивает время на освоение материала;
- отсутствие навыка по конспектированию лекций и материала практических занятий, привычке все фотографировать, но не разобрать и вникнуть впоследствии;
- отсутствие мотивации к изучению этого предмета.

Для решения выше обозначенных проблем в преподавании дисциплин бакалавриата активно разрабатываются и применяются инновационные методики преподавания кристаллографии. Они включают в себя современные информационные и интерактивные образовательные технологии. Современные ИТ-технологии являются одним из основных инструментов повышения качества образования в условиях всеобщей информатизации общества (Борисов А.С. и др., 2010). В организации учебного процесса по дисциплине «Кристаллография» широко используются универсальные инструментальные средства. Это чтение лекций с использованием презентаций, создание и использование в образовательном процессе электронного образовательного ресурса «Кристаллография» (ЭОР). ЭОР размещен на площадке

дистанционных ресурсов КФУ (<https://edu.kpfu.ru/>), работающих на платформе LMSMOODLE. Доступ к ЭОРу студенты получают через личные кабинеты обучающихся КФУ. Зарегистрировавшись слушателем ЭОРа, студент может воспользоваться лекционными презентациями и другими материалами учебно-методического характера. Размещенные презентации лекций открываются для студентов после проведения лекции. Это позволяет студенту дома проработать самостоятельно структурированный учебный материал большого объема с иллюстрациями, схемами и таблицами по теме учебного плана дисциплины «Кристаллография». К каждой теме приводятся ссылки на учебно-методические пособия и учебники по теме с указанием страниц; словарь терминов, форум, вопросы для самостоятельной подготовки по теоретическому материалу и практические задания. ЭОР содержит задания тестов по отдельным темам и итоговый тест. Выполнение тестовых заданий заключается в выборе правильного ответа из перечня, внесение краткого ответа на заданный вопрос или подтверждение верно или неверно предлагаемое утверждение. Преподаватель имеет возможность ознакомиться с результатами прохождения тестов по отдельной теме ЭОРа и итогового теста дисциплины кристаллография по каждому студенту. А также может получить отчет о времени посещения ЭОРа студентом, с какими темами студент познакомился и правильность выполнения заданий теста. Возможность платформы LMSMOODLE, на которой размещен ЭОР Кристаллография, позволяет преподавателю добавлять новые тестовые задания различного формата, материалы для самостоятельного изучения, ссылки на справочную литературу.

Изучение теоретического материала закрепляется на практических занятиях по кристаллографии. Затруднения у студентов первого курса вызывает то, что для успешного освоения дисциплины кристаллография требуется хорошее развитие пространственного воображения. Зачастую оно бывает на недостаточном уровне. Студенты на первом курсе оказываются в группах с разным уровнем навыков к самостоятельной работе по изучению учебных дисциплин. В последние годы интерактивные методы преподавания рассматриваются как приоритетная стратегия и тактика университетского образования. «Интерактивное обучение – это специальная форма организации преподавателем познавательной деятельности, способ познания, осуществляемый как совместная деятельность студентов. Все участники взаимодействуют друг с другом, обмениваются информацией, совместно решают проблемы, моделируют ситуации, оценивают действия других и свое собственное поведение, погружаются в реальную атмосферу делового сотрудничества по разрешению проблемы» (Голованова И.И. и др., 2014). На практических занятиях по кристаллографии эффективным оказалось применение такой методики, как «работа в парах». В этом случае паре студентов предлагается подготовить разбор модели кристалла, затем представить результат на доске. Один студент объясняет группе элементы симметрии на цветной картонной модели кристалла, второй записывает и рисует стереографическую проекцию на доске. Для подготовки к контрольным работам используется метод «работа малыми группами». Группам по 4-6 студентов предлагается разобрать несколько моделей разной сложности представить результаты перед группой. Такой подход позволяет задействовать всех студентов группы, большее количество моделей оказываются понятными каждому студенту. Применение интерактивных методов предполагает большую методическую подготовку: учебно-методические пособия, подбор картонных и деревянных моделей кристаллов, составление различных заданий и предполагает разнообразие подходов.

В практическую часть обучения по кристаллографии, помимо работы с картонными и деревянными образцами моделей кристаллов минералов, входит экскурсия в Геологический музей им. А.А.Штуkenберга КФУ. В залах минералогии и кристаллографии перед студентами предстают экспонаты коллекций кристаллов минералов. Знакомство с реальными одиночными кристаллами, закономерными и незаконными сростками кристаллов, коллекцией псевдоморфов оставляет, по отзывам студентов, неизгладимое впечатление. После экскурсии студентам предлагаются на выбор темы презентаций, посвященных увиденным минералам. В презентации обучающийся представляет научно-исследовательскую работу по кристаллографической характеристике минерала. Проводимые опросы студентов после завершения обучения по дисциплине кристаллография свидетельствуют о том, что роль геологического музея им. А.А.Штуkenберга КФУ в знакомстве с миром кристаллов минералов студентов первого курса неопределима.

Современные образовательные технологии в преподавании геологических дисциплин в вузе в настоящее время предполагают сочетание современных ИТ-технологий, интерактивных образовательных технологий и обязательного непосредственного знакомства с коллекциями реальных кристаллов минералов и их сростками в геологическом музее.

## Литература

*Борисов А.С.* Информационные технологии в геологическом образовании: дистанционное обучение в среде MOODLE /А.С. Борисов, Р.Х. Латыпов, Е.М. Нуриева. Казань: Казанский ун-т, Ученые записки Казанского университета. Серия: Гуманитарные науки. 2010. Т. 152. № 5. С. 225–230.

*Голованова И.И.* Практики интерактивного обучения: метод. пособие / И.И. Голованова, Е.В. Асафова, Н.В. Телегина. Казань: Казан.ун-т, 2014. 288 с.



## **ПРИМЕНЕНИЕ ИГРОВЫХ ТЕХНОЛОГИЙ В МУЗЕЙНО-ПЕДАГОГИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ДЛЯ ПОПУЛЯРИЗАЦИИ ЗНАНИЙ ПО МИНЕРАЛОГИИ И КРИСТАЛЛОГРАФИИ**

Геологический музей им. А.А. Штуkenберга Казанского федерального университета принимает экскурсантов различного возраста. В музее проводятся экскурсии, на которых рассказывают о минералах, горных породах, поделочных камнях, метеоритах из разных мест земного шара. Экскурсия включает в себя посещение разных по научной направленности залов, чтобы каждый посетитель мог познакомиться с интересующими именно его темами. Классические экскурсии-лекции сотрудников музея вызывают интерес у представителей «серебряного возраста», но дети при любой возможности уходят в виртуальную реальность. Юное поколение не представляет своей жизни без телефонов и различных гаджетов. Посещение музея ассоциируется с возможностью сфотографировать все, что вокруг, и себя в том числе. Особенности современного молодого поколения с так называемым «клиповым мышлением» и зависимостью от телефонов ориентируют естественно-научные музеи на поиски новых форм культурно-образовательной деятельности.

В Геологическом музее им. А.А.Штуkenберга разработаны и предлагаются новые формы музейного посещения: тематические интерактивные экскурсии с игровыми паузами, музейный квест «Загадки мамонтенка Гео», экскурсия с последующим мастер-классом по созданию елочных игрушек-кристаллов. Рассказы о геологической истории Земли с демонстрацией экспонатов минералов и горных пород находят отклик у детей младшего и среднего школьного возраста, если включают интерактивное взаимодействие с предметами.

Интерактивная экскурсия проводится в форме беседы с детьми, которая дополнена игровыми заданиями. Выполнение заданий направлено на сравнение предметов, на поиск аналогий с окружающего миром: как использует человек те или иные физические и химические свойства экспонатов, что перенимают изобретатели у живых организмов, обитающих вчера или сегодня. Цель заданий познакомить детей с геологическими экспонатами как с объектами окружающей среды, известными им по школьным программам географии, биологии, физики и химии. Для подготовки к такой экскурсии подбирается наглядный информационный материал, объясняющий те или иные свойства минералов и кристаллов минералов. Геологический музей активно принимает участие в университетских и музейных акциях, как например, PROнаука, Ночь науки, Музейная весна, проводимых бесплатно для посетителей. Для этих музейных акций сотрудники музея стараются готовить новую музейную программу.

Проведение интерактивных экскурсий с включением разных игровых форм пользуется популярностью. Создание тематических групп вопросов разного уровня сложности и использование ребусов, кроссвордов, практических заданий для разного возраста посетителей, позволяет индивидуализировать подход к посетителям, и, безусловно, требует постоянного обновления и содержания, и формы заданий (Перфилова, 2018; Уроки в музее..., 2017).

В последние годы среди посетителей геологического музея появились постоянные посетители, которые приходят на новые музейные программы. Это и родители - представители родительских комитетов школьных классов, и вожатые отрядов-лабораторий детских лагерей отдыха. Они приводят в геологический музей школьные классы и отряды-лаборатории. Экскурсионная группа делится на команды по 4-6 человек, которым предлагают отправиться в поисковую экспедицию за сокровищами Земли. Команды получают маршрутные листы-задания с загадками от Мамонтенка Гео. Дети путешествуют по своему маршруту по залам музея. В залах размещается специально подготовленная к мероприятию информация об экспонатах. Необходимо отметить, что здесь важная роль отводится взрослым. Дети сразу тянутся к сотовым телефонам, чтобы искать информацию в интернете. Обратить внимание юного поколения, что они могут прочитать об интересных необычных свойствах минералов и горных пород именно в музее, рассмотреть и потрогать экспонаты, этим занимаются сотрудники музея и привлекаются волонтеры. Большим вниманием пользуются минералы, из которых создаются окружающие человека предметы. Задания по определению магнитных минералов с помощью компаса, определению цвета черты минерала пользуются популярностью. Для составления вопросов загадок выбираются экспонаты, которых дети могли не заметить или не заинтересоваться во время экскурсии. В завершении музейного занятия посетители фотографируются в музее на память.

Развитие новых форм музейной работы привлекает посетителей в музей для неоднократного посещения. Труд работников геологического музея направлен на воспитание культуры посещения современного университетского музея как места получения новых знаний и впечатлений. Дети, которых приводят в музей не в первый раз, вначале говорят: «Я здесь уже был и все знаю!» После музейного занятия они благодарят и просят придумать новые задания к их следующему приходу. То, что ребенок сам нашел ответ на вопрос, запоминается очень хорошо. Игровая атмосфера и рисование все вместе на больших ватманах раскрепощает детей. Творческая часть музейных мастер-классов по созданию своего задуманного рисунка и бумажных поделок создает хорошее настроение.

Опыт применения игровых технологий в музейно-педагогической деятельности для популяризации знаний по минералогии и кристаллографии в Геологическом музее им. А.А. Штуkenберга освещается в фоторепортажах в социальных сетях и на сайте музея. Количество интернет-посетителей заметок о проводимых музейных мероприятиях помогает отслеживать наиболее актуальные для разных возрастов формы работы с посетителями.

### Литература

*Перфилова О.Ю.* Опыт преподавания минералогии старшего и дошкольного и младшего школьного возраста/ О.Ю. Перфилова, Б.М.Лобастов, Э.В.Спиридонова, Е.М.Карнаухов, В.В.Клейменов Уральская минералогическая школа. 2018. № 24. С.147–149

Уроки в музее и на природе. Методическое пособие для учителей биологии, географии, экологии и преподавателей дополнительного образования/ под ред. Д.п.н. Л.В.Поповой. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2017. 87 с.

*Синай М.Ю.*

*Российский Государственный Педагогический Университет им. А.И.Герцена, Санкт-Петербург, Россия,  
m-sinay@yandex.ru*

### ДЕМОНСТРАЦИЯ ПРОЦЕССОВ ОБРАЗОВАНИЯ КРИСТАЛЛОВ И АГРЕГАТОВ ПО МЕТОДИКЕ АКАДЕМИКА А.В. ШУБНИКОВА В ПРЕПОДАВАНИИ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ ДИСЦИПЛИН

Кристаллизация составляет сущность таких разнородных процессов, как формирование горных пород различного генезиса, образование ледников, поведение многолетнемерзлых пород, выветривание, хемогенная седиментация и др. Кроме того, различные аспекты процесса кристаллизации играют важную роль при взаимодействии человека с геосферами, особенно при строительстве, добыче, обогащении и переработке полезных ископаемых. В связи с этим, изучение кристаллизации как универсального явления представляется полезным для преподавания многих геологических и геоэкологических дисциплин. Наиболее эффективный метод представления информации о процессе – демонстрация этого процесса в реальном времени, интерпретация наблюдений и поиск природных аналогий. Основы демонстрационного метода заложены в работах академика А.В. Шубникова (Шубников, 1975, Шубников, Парвов, 1969). Список опытов был нами расширен, предложен ряд новых экспериментов, иллюстрирующих широкий спектр явлений «из жизни» кристаллов (Кириянова, Синай, 2000, Синай, 2018). Рассмотрим наиболее наглядные эксперименты, моделирующие природные процессы.

Формирование минералов фумарольных возгонов (серы, нашатыря, гипса, квасцов и др.), образование снега и морозного узора на стеклах происходит по одному механизму – **кристаллизации из газовой фазы**. В лабораторных условиях легко продемонстрировать кристаллизацию паров йода. Твердый кристаллический йод быстро возгоняется при нагревании – переходит в газообразное состояние, минуя жидкое состояние. Так же быстро происходит кристаллизация (или десублимация) паров йода на холодном предметном стекле с образованием мелких ромбовидных кристаллов с металлическим блеском. Меняя температуру предметного стекла и концентрацию паров йода, можно варьировать скорость оседания и размер кристаллов.

Затвердевание магматического вещества и образование полнокристаллических магматических горных пород в недрах Земли, неполная кристаллизация вулканической лавы, а также образование льда происходит по механизму **кристаллизации из расплава**, когда весь объем жидкости переходит в твердое состояние. *Наблюдаемые явления:* жидкость в переохлажденном состоянии, зависимость морфологии кристаллов и агрегатов от величины переохлаждения, геометрический отбор, расщепление кристаллов, захват газожидких включений. Для демонстрации используется фениловый эфир салициловой кислоты (салол,  $C_{13}H_{10}O_3$ ) – бесцветные кристаллы с температурой плавления  $42^{\circ}C$ . При нагревании нескольких кристалликов салола на предметном стекле получается капля прозрачной жидкости. Охлаждение капли ниже температуры плавления создает условия для кристаллизации, однако переохлажденный расплав может долго сохраняться в жидком состоянии и остыть до комнатной температуры. Кристаллизация начинается после внесения в каплю затравок – мелких крупинок твердого салола. При этом в зависимости от переохлаждения расплава растут хорошо ограненные ромбовидные кристаллы или агрегаты радиально-лучистого строения (см. рис.). Весь объем капли затвердевает в течение 1–2 минут. Кристаллизация капли расплава в тонком слое между предметным и покровным стеклом имитирует рост кристаллов в трещине или жиле.

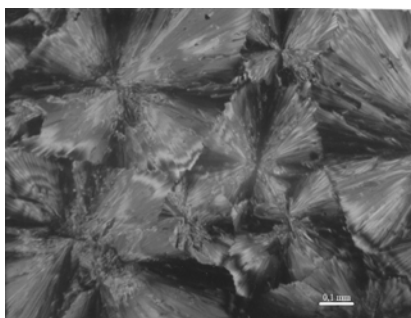


Рис. Радиально-лучистые агрегаты кристаллов салола, николи X, ширина поля зрения ~ 2 мм.

**Явления, сопровождающие рост гидротермальных минералов (кварца, топаза, турмалина и др.), а также солей, образующихся в поверхностных условиях, например, в соленых озерах, можно демонстрировать при кристаллизации из раствора.** Наблюдаемые явления: формирование полногранных и скелетных кристаллов, послойный рост, зависимость скорости роста от переохлаждения среды, последовательность кристаллизации разных фаз из смешанного раствора, кристаллизация при химических (метасоматических) реакциях.

Полногранные кристаллы образуются в капле остывающего насыщенного раствора одной или нескольких водорастворимых солей (нитратов и хлоридов, многих сульфатов, хроматов и др.). Признаки послойного роста хорошо заметны при росте пластинчатых кристаллов бифталата калия  $\text{K}_2\text{C}_8\text{H}_5\text{O}_4$ , тетраборнокислого натрия  $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ , нитрата натрия  $\text{NaNO}_3$  и др. Для наблюдений необходим поляризационный микроскоп, т. к. наличие в пределах одного кристалла участков с разной интерференционной окраской свидетельствует о неоднородности кристалла по толщине. Место зарождения новых слоёв (центр роста) маркируется появлением на поверхности кристалла участков с новыми интерференционными окрасками, которые смещаются по направлению от центра роста к периферии. С помощью обычного микроскопа микроступени и их движение на грани кристалла можно увидеть только в том случае, если они имеют значительную толщину.

Скелетные кристаллы хлорида аммония  $\text{NH}_4\text{Cl}$  вырастают за 1–2 минуты в капле сильно пересыщенного раствора и выглядят как ажурные конструкции из “ветвей”, расположенных под прямым углом друг к другу (хлорид аммония кубической сингонии). Скелетный рост вызван большой разницей в скоростях роста вершин и граней кристалла, что реализуется либо при большом пересыщении раствора, либо наоборот — при маленьком пересыщении и недостатке вещества в растворе. К природным скелетным кристаллам, в частности, относятся ледяные снежинки, обычно имеющие шесть «лучей» (лед гексагональной сингонии). Нередко в виде скелетных кристаллов и их сростков (дендритов) формируются самородные металлы – медь, серебро и золото.

**Быстрая кристаллизация в объеме раствора.** Эти наглядные и красивые опыты дают возможность обсудить проблему скорости роста кристаллов в природе. Действительно, растут ли кристаллы миллионы лет или это может происходить достаточно быстро? В опытах используются максимально концентрированные растворы гипосульфита натрия  $\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$  или ацетата натрия  $\text{NaC}_2\text{H}_3\text{O}_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$  (450 г и 300 г солей на 45 мл горячей воды при температурах насыщения 48 и 55 °С, соответственно). В пересыщенный, остывший до комнатной температуры раствор помещают затравку, например, крупинку реактива. В результате стремительного роста на затравках за 1–2 минуты образуется радиально-лучистый агрегат, занимающий весь объем кристаллизатора; кристаллизация идет с выделением ощутимого количества тепла.

Многокомпонентные системы позволяют создавать модели более сложных процессов.

**Совместная и последовательная кристаллизация** разных фаз происходит из растворов, содержащих несколько солевых компонентов. В зависимости от типа совместной растворимости фаз образуются агрегаты различной морфологии: неориентированные, с признаками геометрического отбора, псевдонатечные и др. Например, из раствора, содержащего бихромат калия и алюмо-калиевые квасцы, последовательно образуется агрегат полногранных кристаллов бихромата калия, на поверхности которых из остаточного раствора формируется сросток сферолитов квасцов.

**Взаимодействие кристаллов с “чужим” раствором.** Изменение минералов и горных пород при участии растворов — метасоматоз — распространенное явление в земной коре, в поверхностных условиях аналогичные механизмы реализуются при химическом выветривании. Наблюдать явление метасоматоза в реальном времени также можно в многокомпонентных системах, помещая кристалла одного состава в насыщенный раствор другого состава. Механизм процесса заключается в сочетании растворения исходного кристалла с одновременным образованием на месте растворенного участка нового кристаллического вещества; замещение идет по направлению от периферии к центру кристалла. Например, кристалл сульфата меди  $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$  в растворе хромата калия  $\text{K}_2\text{CrO}_4$  замещается агрегатом мельчайших красно-коричневых кристаллов хромата меди  $\text{CuCrO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  с сохранением формы первичного кристалла.

При взаимодействии кристаллов водорастворимых солей (например, нитрата кальция, сульфатов меди, кобальта, никеля, железа и др.) с водным раствором силиката натрия  $\text{Na}_2\text{SiO}_3$  на поверхности кристаллов образуются силикаты соответствующих металлов. Они слагают проницаемую для молекул воды мембрану, в местах прорывов которой формируются тонкие, тянущиеся вверх трубочки, образующие причудливый разноцветный агрегат – “химические водоросли”. Этот процесс можно рассматривать как модель формирования черных и белых «курильщиков» в зонах подводного вулканизма, а также как модель образования дендритов в моховых агатах.

Таким образом, единство законов кристаллизации для широкого диапазона условий позволяет создавать экспериментальные модели, реконструировать и прогнозировать ход различных геологических и геоэкологических процессов (Петров и др., 1983). В заключение отметим, что описанные опыты не исчерпывают возможности демонстрации процессов роста кристаллов, а только намечают основные разделы в развитии этого направления.

### Литература

*Кирьянова Е.В., Синай М.Ю.* Образование кристаллов (опыт лекционно-практических занятий). География в школе. 2000. № 4. С. 40–48.

*Петров Т.Г., Трейвус Е.Б., Пунин Ю.О., Касаткин А.П.* Выращивание кристаллов из растворов. Л.: Недра. 1983. С. 200.

*Синай М.Ю.* Рост кристаллов в опытах академика А.В. Шубникова и геологические процессы на уроках географии // М-лы VII Международной научно-практ. конф. 24–25 окт. 2018 г. «Природное и культурное наследие: междисциплинарные исследования, сохранение и развитие». С. 234–238.

*Шубников А.В., Парвов В.Ф.* Зарождение и рост кристаллов. М.: Наука, 1969. 70 с.

*Шубников А.В.* Избранные труды по кристаллографии. М.: Наука, 1975. 551 с.

---

---

## Именной указатель

- Абдулина В.Р. 63  
Агаханов А.А. 65, 145  
Азимов П.Я. 78  
Акимова Е.Ю. 78  
Алексеев В.И. 79  
Анастасенко Г.Ф. 32  
Анисимов И.С. 112, 166, 182  
Антипов И.В. 196  
Антонов А.А. 126, 139, 148, 196  
Антонова Т.А. 152  
Астафьев Б.Ю. 83  
Астахова И.С. 14  
Баданина Е.В. 81, 121  
Базай А.В. 83, 118, 124, 141  
Байбатша А.Б. 217  
Бакшеев И.А. 85, 104  
Бархударова Г.В. 34  
Баянова Т.Б. 83  
Бекботаев А.Т. 217  
Бекботаева А.А. 217  
Белогуб Е.В. 87  
Березин А.В. 170  
Блинов И.А. 163  
Богуш И.Н. 89, 131  
Бондаренко Г.В. 100  
Борисов А.С. 63  
Борисова В.А. 154  
Борисова Е.А. 154  
Борисова Е.Б. 81  
Боровкова Н.В. 197  
Бочаров В.Н. 135, 154, 156, 175  
Бочаров С.Н. 63  
Бритвин С.Н. 65, 87, 91, 188  
Бронзова Ю.М. 66  
Брусицын А.И. 91, 114, 147  
Бутвина В.Г. 100  
Бычков А.Ю. 95  
Вапник Е. 102, 103, 188, 190  
Варламов Д.А. 100  
Васильев Е.А. 32  
Вдовина И.А. 93  
Верещагин О.С. 66, 91, 106, 143, 147  
Ветрова М.Н. 198  
Вигасина М.Ф. 95, 134, 138  
Вихарев А.Е. 63  
Вишневский А.В. 24, 217  
Владыкин Н.В. 161  
Власенко Н.С. 135  
Власов Е.А. 116  
Воинова О.А. 83  
Волкодав Я.И. 16  
Володичев О.И. 96, 98  
Воробей С.С. 100  
Воронцова Т.Ю. 17  
Высоцкий Е.М. 24  
Галанкина О.Л. 79  
Галускин Е.В. 102, 103  
Галускина И.О. 102, 103  
Гареев Б.И. 204  
Гвозденко Т.А. 104  
Герасимова Е.И. 104, 200  
Головатая О.С. 207  
Головко О.В. 106  
Гордиенко В.В. 135  
Григорьева А.В. 127  
Гриценко Ю.Д. 19, 95, 108, 134, 138  
Гуржий В.В. 68, 72  
Гусарова В.С. 206  
Даниловская В.А. 110  
Дбар Р.С. 157, 168  
Девятярова А.С. 110  
Джуманиязов Д.И. 136  
Докучаев А.Я. 21, 36  
Доливо-Добровольский Д.В. 68  
Долотова А.В. 110, 166  
Дурягина А.М. 23  
Егоров Г.С. 114  
Елшин Д.Д. 196  
Ефремова Л.П. 23  
Житова Е.С. 71  
Жихарева Н.Г. 52  
Задорожный М.В. 24  
Зайкова Е.В. 87  
Зайцев А.Н. 26  
Зеленская М.С. 72  
Золотарев А.А. 66, 175  
Золотарев А.А. мл. 71  
Зубкова Н.В. 145  
Зырянова Л.А. 201  
Иванов А.С. 131, 152  
Иванов М.А. 28, 219  
Иванова А.А. 81  
Иванова А.Г. 63  
Иванова Л.А. 29  
Иванова Ю.А. 116  
Иванюк Г.Ю. 71, 83, 118, 124, 141  
Изатулина А.Р. 72  
Калашников А.О. 118, 124  
Камынин В.А. 206  
Канева Е.В. 120, 161  
Каримова Ф.Б. 31  
Карпова С.В. 157  
Кауфхольд Ш. 54  
Кашуба М.Т. 198  
Киселёва Д.В. 157, 186  
Клепиков И.В. 32  
Князева Т.М. 40  
Ковальчук Д.М. 121  
Ковригина С.В. 150  
Колбанцев Л.Р. 202  
Компанченко А.А. 52  
Коновалов М.Ю. 122  
Коноплева Н.Г. 124  
Косова Д.А. 134  
Костеров А.А. 172  
Котляров В.А. 87  
Котова Е.Л. 58  
Кошлякова Н.Н. 145, 192  
Краснова Н.И. 122  
Кржижановская М.Г. 65

Кривовичев В.Г. 34, 73  
 Кривовичев С.В. 68, 71, 73, 75, 141  
 Крюгер Б. 102  
 Крюгер Б. 103  
 Крючкова Л.Ю. 63  
 Ксенофонов Д.А. 95  
 Кузенко Т.И. 96, 98  
 Кузнецова М.А. 126  
 Кузьмина М.А. 72  
 Кулаков Ф.В. 21, 36  
 Кулешевич Л.В. 38, 220  
 Кулькова М.А. 198  
 Кульченко С.Ю. 206  
 Кургузова А.В. 40, 197  
 Кшонтала А. 102  
 Лавров О.Б. 41  
 Лаломов А.В. 127  
 Ласточкина А.А. 200  
 Левицкий В.И. 43, 129  
 Левицкий И.В. 43, 129  
 Липашова А.Н. 89  
 Лисковая Л.В. 131  
 Лобанов К.В. 21  
 Лукашова М.В. 129  
 Лукьянова Л.И. 32  
 Люсюк А.Ю. 207  
 Лютюев В.П. 207  
 Мавродина Н.М. 44  
 Магазина Л.О. 127  
 Максимов О.А. 96, 98  
 Мартынова Т.Е. 210  
 Масленников М.А. 34  
 Машкин Д.А. 154  
 Мельчакова Л.В. 95, 134, 138  
 Мельянцов Н.О. 135  
 Михайлов В.В. 154  
 Михайлова Ю.А. 118, 124  
 Моисеев Б.Е. 24  
 Монхоров Р.В. 152  
 Мохова Н.А. 19  
 Мурашко М.Н. 102, 103, 188  
 Мусаев А.М. 136  
 Мухаметжанов А.Р. 182  
 Нагорная Е.В. 85  
 Назарчук Е.В. 63  
 Небера Т.С. 201  
 Нематуллаев С.Ю. 136  
 Низамова А.В. 204  
 Николаев А.Г. 204  
 Нуриева Е.М. 222, 224  
 Нурмухаметов Ф.М. 180  
 Оболонская Э.В. 58  
 Огородников В.Н. 51  
 Огородова Л.П. 95, 134, 138  
 Ольховая Е.А. 44  
 Осипов А.С. 139, 148  
 Павлова Л.А. 129  
 Пактовский Ю.Г. 46  
 Паникоровский Т.Л. 71, 118, 141  
 Панова Л.А. 91  
 Паршина Н.В. 157, 207  
 Паутов Л.А. 87  
 Пахомова В.А. 56, 206  
 Пахомовский Я.А. 71, 118, 124, 141  
 Пашкова И.С. 143  
 Пеков И.В. 65, 145, 192  
 Перова Е.Н. 91, 147  
 Перхурова В.А. 148  
 Петров В.А. 21  
 Петров Д.А. 40, 197  
 Печенкин И.Г. 48  
 Платонова Н.В. 91  
 Плотинская О.Ю. 150  
 Поленов Ю.А. 51  
 Полушкина С.А. 108  
 Помазанский Б.С. 152  
 Пономарева Н.И. 135, 154, 175  
 Попов М.П. 180, 206  
 Порошина К.Л. 156  
 Потапов С.С. 157, 168, 186, 207  
 Прибавкин С.В. 159  
 Путинцева Е.В. 210  
 Радомская Т.А. 120, 161  
 Рассомахин М.А. 106, 163  
 Расцветаева Р.К. 63  
 Рахманова А.В. 212  
 Рождественская И.В. 63  
 Савельев Д.Е. 165  
 Савченко Е. 141  
 Савченко А.И. 26, 196  
 Сагитова А.М. 110, 166  
 Садыков С.А. 168  
 Салимгараева Л.И. 170  
 Самохин Г.В. 186  
 Сандалов Ф.Д. 145  
 Сафонов О.Г. 100  
 Селиванова Е.А. 71  
 Сергиенко Е.С. 172  
 Серебряков Н.С. 78  
 Сидоров Е.Г. 145, 192  
 Сидоров М.Ю. 52  
 Сийдра О.И. 63  
 Синай М.Ю. 225  
 Ситникова М.А. 54  
 Скублов С.Г. 58, 170  
 Смирнова Т.В. 24  
 Смоленский В.В. 55  
 Смольянинова В.Н. 21, 36  
 Соколов А.Р. 202  
 Соловьева А.Д. 175  
 Соляник В.А. 56, 206  
 Специус З.В. 89, 131  
 Спиридонов Э.М. 176  
 Старикова Е.В. 178  
 Стокрацкая Л.С. 23  
 Суворова Л.Ф. 120  
 Сустанов С.Г. 180  
 Суханов М.К., 36  
 Суханова К.Г. 58  
 Тарасенко А.Б. 196  
 Тарских О.В. 152  
 Тернес Б. 65  
 Тишкина В.Б. 206  
 Тищенко А.И. 186  
 Токарев С.В. 186  
 Трумм Т.В. 201

Турчкова А.Г. 145  
Тутова А.Я. 213  
Федосеев Д.Г. 56, 206  
Франк-Каменецкая О.В. 66, 72  
Фришман Н.И. 60  
Ханин Д.А. 180  
Харитонова М.С. 182  
Харитонский П.В. 172  
Ходаковский Ф.Н. 201  
Хусаинова А.В. 224  
Чарыкова М.В. 73, 156  
Чевычелов В.Ю. 184  
Червяковская М.В. 157  
Червяцова О.Я. 157, 168, 186  
Чердниченко Н.В. 157

Чернышов А.И. 201  
Чубаров В.М. 161  
Чуканов Н.В. 65  
Шарыгин В.В. 188, 190  
Шендрик Р.Ю. 161  
Шиловских В.В. 87, 91, 135, 165  
Шиш В.В. 206  
Шюллер В. 65  
Щипалкина Н.В. 145, 192  
Элинг А. 54  
Яковенчук В. 118, 141  
Яковенчук В.Н. 71, 124  
Янсон С.Ю. 34, 135, 172, 210  
Япаскурт В.О. 145

Подписано в печать 04.09.2019. Формат 60×90 <sup>1</sup>/<sub>8</sub>.  
Усл. печ. л. 29. Тираж 100 экз. Заказ № .

Типография Издательства СПбГУ.  
199034, С.-Петербург, Менделеевская линия, д. 5.