

Российское минералогическое общество
Санкт-Петербургский горный университет



Сборник материалов конференции
**ХIII Съезд Российского
минералогического общества
и Федоровская сессия**

– 05-08 октября 2021 –

ТОМ 2

Санкт-Петербург
2021

УДК 548, 549
ББК 26, 22.37

Материалы XIII Съезда Российского минералогического общества «Минералогия во всем пространстве сего слова: Проблемы развития минерально-сырьевой базы и рационального использования минерального сырья» и Федоровской сессии. Том 2. СПб: ЛЕМА. 2021. 234 с.: ил.

Материалы международной научной конференции «XIII Съезд Российского минералогического общества» и «Фёдоровская сессия» посвящены обсуждению итогов фундаментальных и прикладных исследований в широком спектре сопредельных дисциплин, охватывающих изучение минералов и минералоидов, горных пород, металлических и неметаллических полезных ископаемых, природных минеральных образований как прикладных материалов и объектов культуры, искусственных аналогов минералов и горных пород, применяемых в различных областях деятельности человека. В том 2 включены материалы тех авторов, которые не представили их в соответствии с требованиями издательства Springer, публикующего том 1.

Рубрикация сборника отражает тематические направления Съезда РМО и Федоровской сессии: фундаментальные вопросы минералогии, минеральное разнообразие и эволюция минералообразования; минералы – индикаторы петро- и рудогенеза и новые методы их выявления; минералогия и условия формирования месторождений стратегического минерального сырья; проблемы прикладной (технологической и экологической) минералогии и геохимии; природный камень в искусстве и архитектуре; современные исследования в области изучения камнесамоцветного сырья и геммологии; новые достижения в области минералогической кристаллографии, кристаллохимии и новых минералов; история науки, музеефикация и популяризация естественнонаучных знаний.

Материалы докладов публикуются в авторской редакции при минимальной редакторской правке.

Ответственные редакторы: чл.-корр. РАН Ю.Б. Марин
д.г.-м.н. Ю.Л. Войтеховский

Компьютерный макет: А.М. Минибаев

Рецензенты: д.г.-м.н. Ю.Л. Гульбин
д.г.-м.н. М.А. Иванов
д.г.-м.н. А.В. Козлов

ISBN 978-5-00105-662-1
<https://doi.org/10.30695/zrmo/2021.2>

Вступительное слово

Дорогие друзья, члены Российского минералогического общества, уважаемые коллеги и гости сердечно приветствую вас в конференц-зале Горного университета, уже более 150 лет как всегда гостеприимно принимающего Съезды и Годичные собрания Общества! Я уверен, что на заседаниях XIII Съезда будут, не только доложены интересные результаты проведенных исследований, но и намечены новые перспективные пути развития и формы деятельности Общества, содействующие решению важных задач развития нашей страны.

По традиции предлагаю вспомнить тех членов Общества, которых сегодня нет, которые ушли из жизни. В ежегодных отчетах в «Записках РМО» регулярно публиковались списки наших потерь, поэтому сейчас напомним лишь о некоторых из них. Это почетные члены Общества **Андрей Глебович Булах, Николай Леонтьевич Добрецов, Нинель Захаровна Евзикова, Олег Константинович Иванов, Рустам Исмаилович Конеев, Арнольд Сергеевич Марфунин, Виктор Людвигович Масайтис, Надежда Николаевна Мозгова**, члены президиума и Ученого совета, председатели и ученые секретари отделений и комиссий, активнейшие члены Общества **Владимир Васильевич Гавриленко, Виталий Иванович Гвоздев, Виктор Андреевич Глебовицкий, Давид Абрамович Додин, Игорь Владимирович Жерновский, Татьяна Александровна Карякина, Георгий Николаевич Пшеничный, Вячеслав Александрович Рудник, Сергей Вячеславович Сендек, Евгений Геннадьевич Сидоров, Николай Михайлович Чернышев**. Светлая им память.

Нам предстоит на Съезде рассмотреть итоги разнообразной деятельности Общества, его отделений и комиссий, наметить очередные задачи и способы их достижения. Необходимо обсудить важнейший вопрос о повышении престижа Общества в современной российской действительности, об активном привлечении молодежи в состав членов Общества. Нужно активизировать работу минералогических кружков, семинаров при минералогических и краеведческих музеях, использовать средства массовой информации для популяризации материалов по минералогии и деятельности Общества.

Минералогия при всех изменившихся условиях в стране, при произошедшей смене приоритетов научных исследований продолжает оставаться в центре наук геологического цикла, практических задач освоения минерально-сырьевых ресурсов, оценки качества минерального сырья, прогнозирования их новых видов и выявления новых типов природных и техногенных месторождений.

Следует расширить круг научных проблем, входящих в сферу внимания Общества, всегда помня, что наша область знаний и интересов - минералогия «во всем пространстве сего слова», как было записано в первом Уставе нашего Общества. Ведь, например, проблемы нанотехнологии, так активно сейчас обсуждаемые, это в первую очередь минералогические проблемы. Многие последние достижения физики твердого тела, это и минералогические достижения в наноразмерных образованиях с новой структурой и свойствами.

Важное значение минералогия приобретает и в связи с всё возрастающей остротой экологических проблем в городах и промышленных центрах. Использование минералогических методов при выявлении источников экологической опасности, рекомендации по применению минеральных сорбентов, поглощающих и нейтрализующих токсиканты в окружающей среде, крайне важны для ликвидации зон техногенных аварий.

Желаю участникам XIII Съезда РМО успешной работы, новых ярких научных и практических достижений!

Ю.Б. Марин, Президент РМО, чл.-корр. РАН

Содержание

ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ МИНЕРАЛОГИИ. МИНЕРАЛЬНОЕ РАЗНООБРАЗИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

КОНТАМИНАЦИЯ В МИНЕРАЛОГИИ: ПУТИ И РОЛЬ Афанасьев В.П., Похиленко Н.П.	3
МИНЕРАЛОГИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ МЕТЕОРИТА СЕВЕРНЫЙ КОЛЧИМ (НЗ.4) Берзин С.В., Дугушкина К.А., Бурлаков Е.В.	5
ЭВОЛЮЦИЯ ФОСФОРА В ВЕЩЕСТВЕ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ: ОТ ПРОТОПЛАНЕТНОЙ КОНДЕНСАЦИИ ДО ПРЕБИОТИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЙ Бритвин С.Н.	7
МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ПЕГМАТИТА АМИГО, ВОСТОЧНЫЙ ПАМИР, ТАДЖИКИСТАН Гриценко Ю.Д.	8
ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПРОТОКИБЕРЛИТОВЫХ АЛМАЗОГЕНЕРИРУЮЩИХ СРЕД (ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ МИКРОВКЛЮЧЕНИЙ В «ОБОЛОЧКАХ» АЛМАЗОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ) Губанов Н.В., Зедгенизов Д.А.	10
ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ГЕНЕРАЦИЙ МИНЕРАЛОВ В ЗАЛЕЖАХ АПОКАРБОНИЗИРОВАННОГО ТАЛЬКИТА И МЫЛЬНОГО КАМНЯ В БЕЛОРЕЦКОЙ ТАЛЬКОСОДЕРЖАЩЕЙ ПРОВИНЦИИ (ЗАПАДНЫЙ СКЛОН ЮЖНОГО УРАЛА) Калистратова Е.О., Крупенин М.Т.	12
ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЭКЛОГИТОВ ГРИДИНСКОГО КОМПЛЕКСА (ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЦИТ) Максимов О.А., Володичев О.И.	14
ГЕНЕТИЧЕСКИЙ АСПЕКТ КРИСТАЛЛОХИМИИ ПРИРОДНЫХ ОКСОСОЛЕЙ МЕДИ Пеков И.В., Зубкова Н.В., Пушаровский Д.Ю.	16
ЖИЛЬНЫЙ СЕРПЕНТИН В УЛЬТРАМАФИТАХ БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ Попова Т.В., Степанов В.С.	18
ФОСФАТЫ НОВОАФОНСКОЙ ПЕЩЕРЫ (АБХАЗИЯ) Потапов С.С., Червяцова О.Я., Паршина Н.В., Дбар Р.С.	20
К-КИМРИТ – РЕДОКС НЕЗАВИСИМЫЙ ТРАНСПОРТЕР АЗОТА В МАНТИЮ Сокол А.Г., Куприянов И.Н., Сереткин Ю.В., Сокол Э.В., Крук А.Н.	22
ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ЭКЛОГИТИЗИРОВАННЫХ БАЗИТОВ РАЙОНА СЕЛА ГРИДИНО, БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС Травин В.В.	24

ЭСКОЛАИТ В БАРИТОВЫХ ПОРОДАХ ХАТРУРИМ БЭЗИН, ИЗРАИЛЬ Шарыгин В.В., Мурашко М.Н.	26
---	----

**МИНЕРАЛЫ – ИНДИКАТОРЫ ПЕТРО- И РУДОГЕНЕЗА
И НОВЫЕ МЕТОДЫ ИХ ВЫЯВЛЕНИЯ**

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ В ГРАНУЛИТАХ ОАЗИСА БАНГЕРА, ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА Абдрахманов И.А., Гульбин Ю.Л., Гембицкая И.М.	31
--	----

МИНЕРАЛЫ-ИНДИКАТОРЫ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОЙ ПРИРОДЫ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АНГАРСКОЙ РУДНОЙ ПРОВИНЦИИ Амиржанов А.А.	33
--	----

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ (U-Pb, Lu-Hf) СОСТАВ ЦИРКОНА КАК ИНДИКАТОР ГЕНЕЗИСА НЕОАРХЕЙСКОЙ КЕЙВСКОЙ ЩЕЛОЧНОЙ ПРОВИНЦИИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА Ветрин В.Р., Белоусова Е.А.	35
--	----

ПИРОКСЕНЫ ТИТАНОНОСНЫХ РАССЛОЕННЫХ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ МАССИВОВ (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ) Гонгальский Б.И., Криволицкая Н.А., Кузьмин Д.В.	37
--	----

РУДНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ДРЕВНИХ (2.74 МЛРД ЛЕТ) САНУКИТОИДОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА Дмитриева А.В.	39
--	----

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ РУДНЫХ И СОПУТСТВУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ ВО ВТОРИЧНЫХ ОРЕОЛАХ РАССЕЯНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЕРЕЗИТОВОЕ (АМУРСКАЯ ОБЛ.) Дурова Е.В., Морозов М.В.	41
--	----

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЖЕЛТЫХ АЛМАЗОВ КУБИЧЕСКОГО ГАБИТУСА ИЗ КИМБЕРЛИТОВ Зедгенизов Д.А., Лапега А.В.	43
---	----

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ИНДИЯ В СФАЛЕРИТАХ ПИТКЯРАНТСКОЙ ГРУППЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (КАРЕЛИЯ) Иващенко В.И.	45
--	----

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ПРИРОДНЫХ АЛМАЗАХ ПО ДАНЫМ КР-СПЕКТРОСКОПИИ Калугина А.Д., Зедгенизов Д.А.	47
---	----

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ПО ИЗОТОПНОМУ СОСТАВУ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА КАРБОНАТОВ МЕТАКОМАТИИТОВ КОСТОМУКШСКОЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ СТРУКТУРЫ (КАРЕЛИЯ) Климовская Е.Е.	49
---	----

ВАНАДИЙСОДЕРЖАЩАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ – ИНДИКАТОР ПЕТРОГЕНЕЗА ШУНГИТОВЫХ ПОРОД? Ковалевский В.В., Мошников И.А.	51
ПИКРОИЛЬМЕНИТ, КАК ИНДИКАТОР УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД Костровицкий С.И., Яковлев Д.А.	53
СКАПОЛИТЫ ИЗ ПОРОД ГРИДИНСКОГО ЭКЛОГИТСОДЕРЖАЩЕГО КОМПЛЕКСА: СОСТАВ, ВОПРОСЫ НОМЕНКЛАТУРЫ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ Лезжов А.М., Сибелев О.С.	54
СХОДСТВО МИНЕРАЛОВ ПОДГРУППЫ КОЛУМБИТА АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАЮКО (РЕСПУБЛИКА КОНГО) И РОССЫПЕЙ МАМБАСА, ЛИХА, ЛЮБЕРО (ДЕМОКРАТИЧЕСКАЯ РЕСПУБЛИКА КОНГО) Луфуанди Матондо Идиль Плашини	56
ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ШПИНЕЛЕЙ И ТИТАНАТОВ В ИНТРУЗИВНЫХ ТРАППАХ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ Мазуров М.П., Белавская А.В., Титов А.Т.	58
ПРОГНОЗИРОВАНИЕ РУДНЫХ СТОЛБОВ В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ КАССИТЕРИТ-СУЛЬФИДНЫХ ЖИЛАХ Максимова И.В.	61
ИССЛЕДОВАНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ ЦИРКОНОВ В ГРАНАТАХ МЕТОДОМ КР-СПЕКТРОСКОПИИ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ УСЛОВИЙ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ Николаев А.Г., Нуриева Е.М., Низамова А.В., Гареев Б.И.	63
ИССЛЕДОВАНИЕ МОРФОЛОГИИ И МОРФОМЕТРИИ ЧАСТИЦ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА МЕТОДОМ ЛАЗЕРНОЙ КОНФОКАЛЬНОЙ СКАНИРУЮЩЕЙ МИКРОСКОПИИ Парада С.Г.	65
ПИРИТ ИЗ МЕТАСОМАТИТОВ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХАНГАЛАС (ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ): КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЯ, ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ И ЗОЛОТОНОСНОСТЬ Полуфунтикова Л.И., Кудрин М.В., Фридовский В.Ю.	67
ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ В МЕТАКРИСТАЛЛАХ ПИРИТА ИЗ ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩ ЧАЙ-ЮРЬИНСКОГО РАЗЛОМА, ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКАЯ СКЛАЧАТАЯ ОБЛАСТЬ Полуфунтикова Л.И., Фридовский В.Ю., Тарасов Я.А.	69
АКЦЕССОРНЫЕ ХРОМШПИНЕЛИДЫ ИЗ АПОГИПЕРБАЗИТОВ ТЕКТОНИЧЕСКОГО МЕЛАНЖА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЗОНЫ ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА БОЛЬШОГО КАВКАЗА Попов Ю.В.	71
ФРЕСНОИТ В ЩЕЛОЧНЫХ ПЕГМАТИТАХ МАССИВА ИНАГЛИ (АЛДАНСКИЙ ЦИТ) Радомская Т.А., Канева Е.В., Марфин А.Е., Черкасова Ю.В., Суворова Л.Ф., Владыкин Н.В.	74

РТУТЬ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ЭЛЕМЕНТОВ ВО ВТОРИЧНЫХ ОРЕОЛАХ РАССЕЯНИЯ ХАЙКТИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ Симонов М.С., Морозов М.В.	76
МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ПЕРИТЕКТИЧЕСКИХ РЕАКЦИЙ ПРИ ОБРАЗОВАНИИ КИСЛЫХ МАГМ В ОЧАГАХ КРУПНЫХ ИЗВЕРЖЕНИЙ КАЛЬДЕРНЫХ ВУЛКАНОВ ОСТРОВОВ ИТУРУП И ОНЕКОТАН (КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА). Смирнов С.З., Соколова Е.Н., Тимина Т.Ю., Низаметдинов И.Р., Кузьмин Д.В., Котов А.А., Максимович И.А.	78
МОНАЦИТ ИЗ ПЕСЧАНИКОВ И АЛЕВРОЛИТОВ ВЕРХНЕРИФЕЙСКОЙ ЧЕТЛАССКОЙ СЕРИИ, СРЕДНИЙ ТИМАН Соболева А.А., Шуйский А.С.	80
СФАЛЕРИТЫ ИЗ ПИРОГЕННЫХ МРАМОРОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ИОРДАНИИ Сокол Э.В., Кох С.Н., Сереткин Ю.В., Горяйнов С.В., Девятиярова А.С., Шарыгин В.В., Хори Х.Н., Карманов Н.С., Даниловская В.В.	82
КСЕНОТИМ В ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ САФЬЯНОВСКОГО МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СРЕДНИЙ УРАЛ) Сорока Е.И., Леонова Л.В., Булатов В.А., Притчин М.Ю.	84
ВЛИЯНИЕ ВТОРИЧНЫХ ПРОЦЕССОВ НА РОДИТЕЛЬСКИХ ТЕЛАХ ОБЫКНОВЕННЫХ ХОНДРИТОВ НА СОСТАВ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В СИЛИКАТНЫХ МИНЕРАЛАХ ПОРФИРОВЫХ ХОНДР Суханова К.Г., Скублов С.Г., Котова Е.Л.	86
РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ОЛИВИНЕ МАНТИЙНОГО КСЕНОЛИТА ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ БУЛТФОНТЕЙН (ЮАР) Шарыгин И.С., Дымшиц А.М., Головин А.В., Тарасов А.А.	88
МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ КАЧЕСТВА ИСКОПАЕМЫХ УГЛЕЙ Якушина О.А., Ожогина Е.Г., Астахова Ю.М., Кривошеков Н.Н.	90
 МИНЕРАЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СТРАТЕГИЧЕСКОГО МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ	
СОВМЕСТИМЫЕ И НЕСОВМЕСТИМЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ И ИХ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ В Cr-Fe-Ti-V-Ni-Cu-Co-ЭПГ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМАХ: ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ ОРУДЕНЕНИЯ Августинчик И.А.	95
МОРФОЛОГИЯ И СОСТАВ ЗОЛОТА РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БАССЕЙНА РЕКИ КОРДОНКА (ФАДЕЕВСКИЙ РУДНЫЙ УЗЕЛ, ПРИМОРЬЕ) Анисимов Н.Н., Федосеев Д.Г., Пахомова В.А., Карабцов А.А.	97

ПРИЗНАКИ ДРЕВНОСТИ АЛМАЗОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ Афанасьев В.П.....	100
ГЕНЕЗИС Fe-Mn МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОПЕРЕЧНОЕ Бердников Н.В., Невструев В.Г., Кебезинская П.К.	102
ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ИСТОЧНИКИ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА Богущ И.А., Рябов Г.В., Черкашин В.И.	105
ЛЮМИНЕСЦЕНЦИЯ КВАРЦА ЗОЛОТОРУДНЫХ ОБЪЕКТОВ КАК СЛЕДСТВИЕ ИХ ГЕНЕЗИСА Борозновская Н.Н., Зырянова Л.А., Окс Е.....	108
МИНЕРАЛОГИЯ РУД КОМПЛЕКСНОГО BaSO ₄ -Pb И Fe-Mn МЕСТОРОЖДЕНИЯ УШКАТЫН-III, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН Брусницын А.И., Перова Е.Н., Верещагин О.С.....	110
МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АПОКАРБОНАТНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНО- МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ АНАБАРСКОГО РОССЫПНОГО РАЙОНА Герасимов Б.Б.	112
РЕКОНСТРУКЦИЯ МАНТИЙНОЙ ПАЛЕОГЕОТЕРМЫ ПОД ВЕРХНЕ-МУНСКИМ КИМБЕРЛИТОВЫМ ПОЛЕМ (СИБИРСКИЙ КРАТОН) Дымшиц А.М., Шарыгин И.С., Мальковец В.Г., Яковлев И.В., Гибшер А.А., Алифинова Т.А., Воробей С.С., Потапов С.В., Гаранин В.К.....	114
О ВКЛЮЧЕНИЯХ СУЛЬФИДНЫХ РАСПЛАВОВ, ОБНАРУЖЕННЫХ В ЦИРКОНЕ ИЗ КВАРЦЕВОГО ПОРФИРА (БАТОЛИТ САЛМИ, КАРЕЛИЯ) Коньшев А.А., Русак А.А., Алексеев И.А.....	117
ВКЛЮЧЕНИЯ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩЕГО ВЕЩЕСТВА В ТОПАЗЕ ИЗ ДАЙКОВОГО КОМПЛЕКСА LI-F ГРАНИТОВ (БАТОЛИТ САЛМИ) Коньшев А.А., Русак А.А., Щербаков В.Д., Алексеев И.А.	120
ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ НОРИЛЬСКИХ ИНТРУЗИВОВ КАК ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ ИХ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ Криволицкая Н.А., Гонгальский Б.И., Кузьмин Д.В., Свирская Н.М.....	123
МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПРОГНОЗА И ПОИСКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ В РАЙОНАХ ВОЗМОЖНЫХ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ Кринов Д.И.	125
ЗОЛОТОСУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ОСНОВНЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ МАНИТАНЫРДСКОГО РАЙОНА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) Кузнецов С.К., Майорова Т.П., Сокина Н.В., Ефанова Л.И.	127
ЗОЛОТОНОСНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ЯЛОНВАРСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ, КАРЕЛИЯ Лавров О.Б.....	129

ТЕМПЕРАТУРА ОБРАЗОВАНИЯ СОСУЩЕСТВУЮЩИХ БЛЕКЛОЙ РУДЫ И СФАЛЕРИТА НА ЗОЛОТОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ТЕРЕМКИ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)	
Любимцева Н.Г., Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С.....	131
ОСОБО-ЧИСТЫЙ КВАРЦ ВОСТОЧНОГО САЯНА	
Непомнящих А.И., Федоров А.М., Волкова М.Г., Жабоедов А.П.	134
ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА САМОРОДНОГО ЗОЛОТА И ЕГО МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧУДНОЕ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)	
Пальянова Г.А., Мурзин В.В., Кузнецов С.К., Карманов Н.С.....	136
ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ РУДОНОСНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ МИХЕЕВСКОГО МЕДНО-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)	
Ровнушкин М.Ю., Азовскова О.Б.	138
НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЛУБИННЫХ МИНЕРАЛАХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ТРУБОК НЁНОКСКОГО ПОЛЯ И ПЕРСПЕКТИВАХ АЛМАЗОНОСНОСТИ ОНЕЖСКОГО ПОЛУОСТРОВА (АРХАНГЕЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ)	
Саблуков С.М., Саблукова Л.И.	141
МИНЕРАЛЫ АЛЬКРЕМИТОВ В КИМБЕРЛИТАХ НАКЫНСКОГО ПОЛЯ (ЯКУТИЯ), И ИХ ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ	
Саблукова Л.И., Саблуков С.М., Стегницкий Ю.Б.....	143
НОВАЯ ОЦЕНКА ПОТЕНЦИАЛА МЕДНО-ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНАЯ, НОВАЯ ТУРЦИЯ, СИВАС-ХАФИК-БЕЙДИЛИ	
Сезерер Куру Г., Ахмет Э.	145
ВРЕМЕННОЙ ИНТЕРВАЛ МЕЖДУ МЕТАСОМАТИЧЕСКИМ СОБЫТИЕМ В МАНТИИ СИБИРСКОГО КРАТОНА И КИМБЕРЛИТОВЫМ МАГМАТИЗМОМ: ОЦЕНКА ДЛИТЕЛЬНОСТИ НА ОСНОВЕ ДИФфуЗИОННОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ В ГРАНАТАХ КСЕНОЛИТОВ ДЕФОРМИРОВАННЫХ ПЕРИДОТИТОВ	
Соловьев К.А., Шарыгин И.С., Головин А.В.....	146
СЕРЕБРО-СОДЕРЖАЩАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В РУДОПРОЯВЛЕНИИ ГАЧИНГ	
Толстых Н.Д., Сидоров Е.Г.....	148
 ПРОБЛЕМЫ ПРИКЛАДНОЙ (ТЕХНОЛОГИЧЕСКОЙ И ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ) МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ	
СОДЕРЖАНИЕ Fe(II) И Fe(III) В ПОРОДАХ-ПРЕКУРСОРАХ И В САМИХ КАМЕННЫХ (БАЗАЛЬТОВЫХ) ВОЛОКНАХ	
Аблесимов Н.Е., Безлаковский А.И., Гутников С.И., Малова Ю.Г.	154
СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТАХ КОРПАНГСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАК ВРЕДНАЯ ПРИМЕСЬ В РУДАХ	
Егоров А.В., Кулешевич Л.В., Олюшина А.А.	156

ТЕРМИЧЕСКИЕ ПРЕВРАЩЕНИЯ И ЛЮМИНЕСЦЕНЦИЯ СТИЛЛУЭЛИТА, ТАДЖИКИТА И СЕРЕНДЕБИТА Копылова Ю.О., Кржижановская М.Г., Колесников И.Е., Власенко Н.С.	158
ГЕОНИКА (ГЕОМИМЕТИКА) – ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ ОСНОВА ПРИРОДОПОДОБНЫХ ТЕХНОЛОГИЙ ПРИ ПРОИЗВОДСТВЕ СТРОИТЕЛЬНЫХ КОМПОЗИТОВ НА НОВЫХ ВИДАХ СЫРЬЯ Лесовик В.С., Фомина Е.В.	160
РАЦИОНАЛЬНОЕ НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЕ: ЗАДАЧИ ПРИКЛАДНОЙ МИНЕРАЛОГИИ Ожогина Е.Г., Пирогов Б.И.	162
ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛОГИИ Ожогина Е.Г., Чекушина Т.В., Шадрунова И.В.	164
МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ МАТЕРИАЛОВЕДЕНИЕ: ЗАДАЧИ И ПЕРСПЕКТИВЫ Ожогина Е.Г., Жукова В.Е., Якушина О.А., Сычева Н.А., Иоспа А.В., Барнышева Т.А.	166
ПОТЕНЦИАЛ ПРОМЫШЛЕННЫХ МИНЕРАЛОВ СЕВЕРА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ Щипцов В.В., Бурцев И.Н., Жиров Д.В.	168
ПРОМЫШЛЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ СИЛЛИМАНИТОВОЙ ГРУППЫ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА Щипцов В.В., Войтеховский Ю.Л.	170
МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ЛАНДШАФТА – ДОСТИЖЕНИЯ И ПРОБЛЕМЫ Юргенсон Г.А.	172
МОРФОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ: ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА РЕНТГЕНОВСКОЙ ТОМОГРАФИИ Якушина О.А., Хозяинов М.С.	174
 ПРИРОДНЫЙ КАМЕНЬ В ИСКУССТВЕ И АРХИТЕКТУРЕ. СОВРЕМЕННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТИ ИЗУЧЕНИЯ КАМНЕСАМОЦВЕТНОГО СЫРЬЯ И ГЕММОЛОГИИ	
КОЛЛЕКЦИЯ ОБЛИЦОВОЧНОГО КАМНЯ МЕТРОПОЛИТЕНА В ГОРНОМ МУЗЕЕ Боровкова Н.В.	180
ПРИРОДНЫЙ КАМЕНЬ В ИСТОРИИ КУЛЬТУРЫ И ГРОМ-КАМЕНЬ В ПАМЯТНИКЕ ПЕТРУ I Булах А.Г.	182
СПЕКТРОСКОПИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТУРМАЛИНА ИЗ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ МУРЗИНСКОГО МАССИВА, СРЕДНИЙ УРАЛ Гвозденко Т.А., Бакшеев И.А., Воронин М.В.	184

О ПРИРОДЕ ОКРАСКИ ФАНТАЗИЙНЫХ КОРИЧНЕВЫХ АЛМАЗОВ Дорофеева А.И., Титков С.В.....	186
ОПЫТ НЕРАЗРУШАЮЩЕГО ИССЛЕДОВАНИЯ ЯШМ И ЯШМОПОДОБНЫХ ПОРОД В МУЗЕЙНЫХ КОЛЛЕКЦИЯХ Петров Д.А., Боровкова Н.В.	188
ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКОГО СТЕКЛА МАКУЗАНИТА КАК ЮВЕЛИРНОГО МАТЕРИАЛА Соловьева А.Д., Золотарев А.А., Бочаров В.Н.....	191
К ОСНОВАМ ГЕММОЛОГИЧЕСКОЙ МИНЕРАГЕНИИ Юргенсон Г.А.	193
РЕНТГЕНОГРАФИЧЕСКИЙ КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ ФАЗОВЫЙ АНАЛИЗ МЕТОДОМ ВНУТРЕННЕГО СТАНДАРТА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ КОРУНДОВЫХ ЧИСЕЛ Якушина О.А., Шувалова Ю.Н., Ожогина Е.Г., Иоспа А.В.	195
ФЕДОРОВСКАЯ СЕССИЯ. МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ КРИСТАЛЛОГРАФИЯ, КРИСТАЛЛОХИМИЯ И НОВЫЕ МИНЕРАЛЫ. ИСТОРИЯ НАУКИ, МУЗЕИФИКАЦИЯ И ПОПУЛЯРИЗАЦИЯ ЕСТЕСТВЕННОНАУЧНЫХ ЗНАНИЙ	
ОБ ИЗОМОРФНОМ РЯДЕ МОНГОЛИТ-Ti-МОНГОЛИТ И ВЕРОЯТНЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ИХ СТРУКТУРЫ Азарова Ю.В.	200
МИНЕРАЛОПОДОБНЫЕ БЕЗВОДНЫЕ КАРКАСНЫЕ СУЛЬФАТЫ МЕДИ И ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАЛЛОВ: НОВЫЕ ФАЗЫ, ТОПОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ И ОЦЕНКА МИГРАЦИИ ИОНОВ Борисов А.С., Сийдра О.И., Ковругин В.М., Голов А.А., Деммайер В., Назарчук Е.В., Хольцхайд А.	203
СТРОЕНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО АГРЕГАТА И КИНЕТИКА ДИССИПАЦИИ ЭНЕРГИИ МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ Бродская Р.Л., Шевченко С.С., Бильская И.В., Быкова Э.В., Кобзева Ю.В., Котова Е.Л., Ляхницкая В.Д.	205
ПАЛЕОГЕН-НЕОГЕНОВЫЕ ГЛЕНДОНИТЫ ОСТРОВА САХАЛИН Верещагин О.С., Васильева К.Ю., Ершова В.Б., Рогов М.А., Чернышова И.А.	207
ДОДЕКАЭДРО-ИКОСАЭДРИЧЕСКАЯ СИСТЕМА Войтеховский Ю.Л.	209
ТЕРМИЧЕСКОЕ РАСШИРЕНИЕ ПОЛИМОРФНЫХ МОДИФИКАЦИЙ BaAl ₂ Si ₂ O ₈ – ЦЕЛЬЗИАНА И ПАРАЦЕЛЬЗИАНА Горелова Л.А., Кржижановская М.Г., Касаткин А.В.	211

ТУГОПЛАВКИЕ БОГАТЫЕ ФОРСТЕРИТОМ ВКЛЮЧЕНИЯ В ХОНДРИТАХ: ИЗУЧЕНИЯ МЕТОДОМ ДИФРАКЦИИ ОБРАТНО-РАССЕЯННЫХ ЭЛЕКТРОНОВ (EBSD) Дугушкина К.А., Берзин С.В., Шиловских В.В., Замятин Д.А.	213
КУБОИДЫ АЛМАЗА С ПИРАМИДАМИ РОСТА ГРАНЕЙ {110} Клепиков И.В., Васильев Е.А., Антонов А.В.	215
КРИСТАЛЛОХИМИЯ, ТЕРМИЧЕСКИЕ И ФЛУОРЕСЦЕНТНЫЕ СВОЙСТВА ПРИРОДНЫХ И СИНТЕТИЧЕСКИХ 0-D и 1-D БОРОСИЛИКАТОВ Кржижановская М.Г., Волков С.Н., Южно В.А., Бубнова Р.С., Копылова Ю.О., Колесников И.Е., Власенко Н.С., Филатов С.К.	217
МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ ГЕМАТИТА В ФУМАРОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВУЛКАНА ТОЛБАЧИК (КАМЧАТКА, РОССИЯ): НОВЫЕ ДАННЫЕ Сандалов Ф.Д., Кошлякова Н.Н., Пеков И.В., Япаскурт В.О., Ханин Д.А., Сидоров Е.Г.	219
ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ КРИСТАЛЛ–ФЛЮИД: ПОВЕДЕНИЕ СТИЛЬБИТА ПРИ ВЫСОКОМ ДАВЛЕНИИ Сереткин Ю.В., Дементьев С.Н., Лихачева А.Ю., Бражникова А.С.	221
ОСОБЕННОСТИ МИКРОСТРУКТУРЫ КАРБОНАДО Угапьева С.С., Афанасьев В.П., Громилов С.А., Павлушин А.Д.	223
ПЕТРОВИТ $Na_{10}CaCu_2(SO_4)_8$, НОВЫЙ МИНЕРАЛ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЭКСГАЛЯЦИЙ С ВУЛКАНА ТОЛБАЧИК, КАМЧАТКА, РОССИЯ Шаблинский А.П., Филатов С.К., Кривовичев С.В., Вергасова Л.П., Москалева С.В.	226
ДОБРОВОЛЬСКИЙИТ $Na_4Ca(SO_4)_3$, НОВЫЙ МИНЕРАЛ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЭКСГАЛЯЦИЙ С ВУЛКАНА ТОЛБАЧИК, КАМЧАТКА, РОССИЯ Шаблинский А.П., Филатов С.К., Вергасова Л.П., Москалева С.В., Авдонцева Е.Ю., Бубнова Р.С.	227
ЗНАЧЕНИЕ РАБОТ ИПМ-ВИМС ДЛЯ СОЗДАНИЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ СТРАНЫ Якушина О.И., Луговская И.Г., Печенкин И.Г.	228
Авторский указатель	231

**ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ
ВОПРОСЫ МИНЕРАЛОГИИ.
МИНЕРАЛЬНОЕ РАЗНООБРАЗИЕ
И ЭВОЛЮЦИЯ
МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ**

КОНТАМИНАЦИЯ В МИНЕРАЛОГИИ: ПУТИ И РОЛЬ

Афанасьев В.П. (avp-diamond@mail.ru), Похиленко Н.П. (chief@igm.nsc.ru)

Западно-Сибирское отделение Российского минералогического общества,
Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения
Российской академии наук (ИГМ СО РАН)

CONTAMINATION IN MINERALOGY: PATHWAYS AND EFFECTS

Afanasiev V.P., Pokhilenko N.P.

West-Siberia Branch of the RMS,
Sobolev Institute of Geology and Mineralogy Siberian Branch of Russian Academy of Sciences

Контаминация, т.е. попадание в объект материала, не свойственного этому объекту, явление очень широко распространенное, однако теоретически слабо изученное. Между тем, контаминация при изучении объектов играет огромную роль в принятии решений, в формулировках выводов об объекте, в прогнозах и т.д. Контаминация чаще играет отрицательную роль, но во многих случаях и положительную – это зависит от понимания этого явления и его учета. Нами опубликована большая статья, посвященная фактам техногенной контаминации геологических материалов синтетическими алмазами, принимаемыми за природные, что приводило к ошибочным выводам в отношении алмазности пород (Похиленко и др., 2019). Но, работая над проблемой контаминации, мы пришли к более широким выводам, касающимся не только техногенного заражения.

Нами выделяются две формы контаминации – природная и техногенная.

Природная контаминация – процесс естественный и по сути своей не несет негативной нагрузки, важно только понимать это явление. Категория *парагенезис*: сообщество генетически единых минералов; здесь не предусмотрена естественная контаминация. С ним сосуществует категория *парастерезис* - закономерное сообщество генетически различных минералов в едином носителе, - это и есть понимание природной контаминации. Кимберлит – типичный парастерезис, где в едином носителе – кимберлитовой магме – содержится масса генетически разнородных минералов. Это естественное явление, но сколько споров и ошибочных решений оно породило! – вспомним ранние гипотезы о кристаллизации кимберлитовых минералов из кимберлитовой магмы, лишь позднее пришло понимание ксеногенности многих минералов. Процесс переотложения кимберлитовых минералов из древних отложений в более молодые – природная контаминация молодых осадков древними минералами, но роль переотложения была осознана в алмазной геологии лишь в 70-е годы прошлого столетия, до того все минералы считались продуктами прямого сноса с кимберлитов и соответственно ориентировались поисковые работы. До сих пор все алмазы в россыпях северо-востока Сибирской платформы считаются происходящими их фанерозойских кимберлитов, но нами обосновывается факт контаминации этих россыпей алмазами из докембрийских коренных источников, попавших в молодые россыпи при размыве древних россыпей на выступах докембрия. Палинологический метод определения возраста осадков: микрофоссилии могут диффундировать с грунтовыми водами в подстилающие более древние отложения и «омолаживать» их, что приводит к ошибкам стратиграфического характера и, соответственно, искажению геологической ситуации. Соль в кимберлитах: геологи, изучавшие промышленные месторождения алмазов, не обращали на нее внимания, потому что знали - она попадает в кимберлит из вмещающих пород, т.к. в кембрии имеются слои галита. Но некоторым исследователям

предпочтительнее признать соль мантийной, тогда открывается огромное поле для детального изучения – и вот имеем поле для заблуждений.

Примеры можно продолжать до бесконечности, потому что такого рода контаминация – естественный процесс и практически нет «чистых» объектов без контаминации в том или ином виде.

Техногенная контаминация – неконтролируемое заражение изучаемого объекта посторонним материалом. Пути техногенного заражения неисповедимы, их трудно классифицировать или группировать, постоянно появляются новые, совершенно неожиданные. В алмазной геологии это чаще всего заражение проб абразивным материалом из камнерезного инструмента, из бурового инструмента. Грязный пробоотбор: складирование керна в незачищенный ящик, складирование пробы на незачищенное место на рудном дворе, наработка пробы с захватом постороннего материала и т.д. Заражение в лаборатории: на ситах, за счет путаницы проб, плохо зачищенной посуды и т.д. На обогатительной фабрике – один из наиболее распространенных путей контаминации алмазами и индикаторными минералами при обработке крупных проб. Такие находки чаще всего бывают неожиданными, изумляют и возбуждают желание сразу опубликовать факт находки с результатами детального изучения и формулировкой сногсшибательных генетических построений, поскольку находки, как правило, не вписываются в существующие представления. Вот статья о находке муассанита в фумарольных площадках толбачинских вулканов в парагенезисе с галитом (!): муассанит, по мнению автора, образуется пневматолитовым путем при температуре 120⁰С (!). При этом автор статьи приводит фото осколков «муассанита» (а, реально, абразивного материала карборунда), не понимая, что на месте формирования муассанит должен быть хорошо образованным кристаллом, а не осколком. Другой автор находит с помощью электронного микроскопа таллий на поверхности пикроильменита из старых проб, пишет обширную статью о роли таллия в кимберлите, не догадываясь, что таллий – остатки жидкости Клеричи, которую раньше широко использовали для отсадки тяжелых минералов, и внутри зерен пикроильменита таллия не будет. Давно существующая проблема алмазов в камчатских вулканах: сколько находок, сколько статей! – и ни одного воспроизведения находок другими исследователями! А ведь критерием истинности в данном случае будет именно воспроизведение находок алмазов, причем другими исследователями, и неоднократно. И так далее. При этом возможность заражения как правило даже не предполагается. Некомпетентность? Некритичность? Таких работ много, и другие исследователи ссылаются на них, умножая дезинформацию.

Контаминация – чрезвычайно широко распространенное явление. Природную контаминацию необходимо учитывать в любом объекте, понимать ее роль, использовать в генетических построениях. Техногенная контаминация опасна тем, что вследствие ее формулируются «открытия» из-за наблюдаемых парадоксальных связей объектов, и сведения об этих «открытиях» тиражируются. Необходима здоровая критичность к себе, постоянная настороженность в отношении возможности контаминации.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН, а также при поддержке гранта РФФИ «Арктика» № 18-05-70063.

Список литературы

Похиленко Н.П., Шумилова Т.Г., Афанасьев В.П., Литасов К.Д. Находки алмазов на Камчатке (вулканы Толбачик и Авачинский): природный феномен или контаминация синтетическим материалом? // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 5. С. 606—618.

МИНЕРАЛОГИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ МЕТЕОРИТА СЕВЕРНЫЙ КОЛЧИМ (НЗ.4)

Берзин С.В. (sbersin@ya.ru), Дугушкина К.А., Бурлаков Е.В.
Уральское отделение РМО, Институт геологии и геохимии УрО РАН

MINERALOGY OF INCLUSIONS OF THE METEORITE SEVERNY KOLCHIM N3.4

Berzin S.V., Dugushkina K.A., Burlakov E.V.
Ural Branch of the RMS, Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry UB RAS

Метеорит Северный Колчим был найден в 1965 г. в России недалеко от п. Северный Колчим в Пермском крае геологом В.А. Сиговым и изучался рядом исследователей (Иванов, 1969, Юдин, 1970, Назаров и др., 1983, Берзин и др., 2019, Ерохин и др., 2019, и др.). Метеорит классифицируется как неравновесный обыкновенный хондрит НЗ. Задача данного исследования – уточнение классификации и изучение включений в данном метеорите.

Изучение метеорита проводилось при помощи СЭМ JSM-6390LV (JEOL) с ЭДС-приставкой INCA Energy 450 X-Max 80 (Oxford Instruments) и методом EPMA на Cameca SX-100 в ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН.

Составы минералов в метеорите не полностью уравновешены. Вариации содержания Fe в оливине характеризуются процентным средним отклонением (PMD) 33%. Согласно классификации (Sears et al., 1980) метеорит Северный Колчим относится к петрографическому типу 3.4. Степень ударных преобразований C-S1 по (Stoffler et al., 2019). Степень земного выветривания W3 по (Wlotzka, 1993).

В метеорите Северный Колчим изучен класт – остроугольный обломок 6*6 мм, сложенный более метаморфизованным Н хондритом. Вариации Fe в оливине внутри класта характеризуются PMD 5,0%. Согласно (Sears et al., 1980) класт отнесен к хондриту НЗ.9. Степень ударных преобразований внутри класта C-S2 по (Stoffler et al., 2019). Учитывая наличие класта, метеорит Северный Колчим дополнительно классифицирован как геномиктовая брекчия (genomic breccia) по классификации (Bischoff et al., 2006).

В метеорите были установлены включения тугоплавкого форстерита (refractory forsterite rich objects), крайне редко встречающиеся в обыкновенных хондритах. Включения имеют обломочную форму, размер 50-250 мкм. Включения сложены низкожелезистым форстеритом (f 0,004-0,2) с повышенным содержанием CaO 0,3-1,0%, Al₂O₃ 0,1-0,4% и дефицитом Mn и Cr (<0.05%). В некоторых включениях присутствует низкожелезистый энстатит FeO 2,5-3,2%, CaO до 0,5%, Al₂O₃ до 1,6%. В метеорите установлены две хондры с аналогичным по составу форстеритом.

В метеорите были встречены две редкие обогащенные Al хондры (Al-rich chondrules). Первая хондра состоит из энстатита (Fs 0,10, Wo 0,02), авгита (Fs 0,08, Wo 0,30), шпинели (Al₂O₃ 55,2%, Cr₂O₃ 12,3%, FeO 15,2%, MgO 15,9%, MnO 0,1%, SiO₂ 0,7%) и кислого стекла. Вторая хондра полностью сложена слабо девитрифицированным кислым стеклом.

Также в метеорите найдены две хондры сложенные энстатитом, в мезостазиесе которых присутствует кремнезем (одна из полиморфных модификаций SiO₂). Вероятнее всего данные хондры имеют происхождение из регионов формирования энстатитовых хондритов в Протосолнечной небуле.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-35-90059.

Список литературы

Берзин С.В., Иванов К.С., Бурлаков Е.В. Находка тугоплавких включений в метеорите Северный Колчим (НЗ) // Доклады Академии наук. 2019. Т. 487. № 6. С. 650-652.

Ерохин Ю.В., Коротеев В.А., Хиллер В.В., Иванов К.С., Захаров А.В. Вещественный состав метеорита Северный Колчим // Вестник Пермского университета. Геология. 2019. № 18(3). С. 194-204.

Иванов О.К. Хондрит Северный Колчим // Метеоритика. 1969. Вып. 29. С. 48-56.

Назаров М.А., Барсукова Л.Д., Харитонова В.Я., Ульянов А.А., Шевалеевский И.Д. Минералогия, петрография и химический состав метеорита Северный Колчим // Метеоритика. 1983. Вып. 42. С. 40-48.

Юдин И.А. К минералогии метеорита Северный Колчим // Труды Института геологии и геохимии УФАИ СССР. 1970. Вып. 86. С. 157-161.

Bischoff A., Scott E.R.D., Metzler K., Goodrich C.A. Nature and origins of meteoritic breccias // Meteorites and the Early Solar System II. University of Arizona Press, 2006. P. 679-710.

Sears D.W.G., Grossman J.N., Melcher C.L., Ross L.M., Mills A.A. Measuring the metamorphic history of unequilibrated ordinary chondrites // Nature. 1980. Vol. 287. P. 791-795.

Stoffler D., Hamann C., Metzler K. Addendum to “Stoffler, D., Hamann, C., and Metzler, K., Shock metamorphism of planetary silicate rocks and sediments: Proposal for an updated classification system. Meteoritics & Planetary Science 53, 5–49, 2018” // Meteoritics & Planetary Science. 2019. Vol. 54. № 4. P. 946-949.

Wlotzka F. A weathering scale for the ordinary chondrites // Meteoritics. 1993. Vol. 28(3). P. 460-460.

ЭВОЛЮЦИЯ ФОСФОРА В ВЕЩЕСТВЕ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ: ОТ
ПРОТОПЛАНЕТНОЙ КОНДЕНСАЦИИ ДО ПРЕБИОТИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЙ

Бритвин С.Н. (sergei.britvin@spbu.ru)

Кафедра кристаллографии, Институт наук о Земле, С.-Петербургский государственный университет, Университетская наб. 7/9, 199034, С.-Петербург, Россия

PHOSPHORUS EVOLUTION IN THE SOLAR SYSTEM MATTER: FROM NEBULAR
CONDENSATION TO PREBIOTIC COMPOUNDS

Britvin S.N.

Department of Crystallography, Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University,
University Emb. 7/9, 199034, St. Petersburg, Russia

Минералогическая специализация фосфора в современной литосфере связана почти исключительно с ортофосфатами, на долю которых приходится 99% его минеральных видов. Однако исследования метеоритного вещества свидетельствуют о том, что первичными концентраторами фосфора на этапе конденсации протопланетного облака были фосфиды – кристаллохимические аналоги арсенидов и сульфидов. С другой стороны, биохимия современных живых организмов построена на соединениях фосфора, не имеющих аналогов в неорганической природе – это эфиры полифосфорных кислот и цепочечные полифосфаты. Таким образом, эволюция фосфора в веществе Солнечной системы представляет собой сложную последовательность концептуальных изменений в минералогии, космохимии, геохимии и биохимии данного элемента. Наиболее интересные открытия можно ожидать на границах этапов эволюции фосфора – при переходе от космохимической стадии к геохимии и минералогии литосферы, а далее – при моделировании процессов образования первичных фосфорорганических соединений, являвшихся основой возникновения примитивных форм жизни на нашей планете.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Научного Фонда (18-17-00079).

Список литературы

Britvin S.N., Murashko M.N., Vapnik E., Polekhovsky Y.S., Krivovichev S.V. Earth's phosphides in Levant and insights into the source of Archean prebiotic phosphorus // Scientific Reports. 5. 2015. P. 8355.

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ПЕГМАТИТА АМИГО, ВОСТОЧНЫЙ ПАМИР,
ТАДЖИКИСТАН

Гриценко Ю.Д. (ygritsenko@rambler.ru)

Московское отделение РМО, Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана, РАН
Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова

MINERAL ASSOCIATIONS OF THE AMIGO PEGMATITE, EST PAMIR, TAJIKISTAN

Gritsenko Y.D.

Moscow Branch of the Mineralogy Society. Fersman Mineralogical Museum RAS,
Geological Department, M.V. Lomonosov Moscow State University

Гранитные пегматиты Восточного Памира с самоцветной минерализацией изучены достаточно полно (Дмитриев и др., 1983; Россковский и др., 1991; Скригитиль, 1996; Паутов, Мираков и др., 2018; Искандаров и др., 2019; и др.). Связаны они с гранитами Шатпутского интрузивного комплекса альпийского возраста. Наиболее значительными и изученными считаются пегматиты Рангульского поля. Пегматит Амиго расположен в 150 км к западу от Рангульского поля, на приводораздельной цирковой части сая Джалан, на высоте 4900 м. Это проявление было открыто З.Т. Джураевым в 1988 г. при проведении поисковых работ на камнесамоцветное сырье. Ввиду своей труднодоступности оно остается во многих аспектах малоизученным. Проявление Амиго приурочено непосредственно к зоне сильно измененных, дробленных пород, образованной серией разрывов, мощностью около 200 м и представленных почти сплошным ангидритом, вторичным гипсом и лимонитом (Искандаров и др., 2019).

Пегматитовое тело линзовидное, мощностью до 2 м, в раздуве центральной части до 5 м, общей протяженностью по азимуту ЮЗ 230° до 40 м. На контактах мраморов с пегматитовой жилой наблюдается актинолит-диопсидовая оторочка мощностью до 10 см, в ортоклаз-кварцевом агрегате приконтактной зоне развиты светло-серые непрозрачные призматические кристаллы мариалита размером до 1,5 см состава $\text{Na}_{2,55}\text{Ca}_{1,45}\text{Al}_{3,12}\text{Si}_{7,88}\text{O}_{24}[\text{Cl}_{0,75}(\text{SO}_4)_{0,16}(\text{CO}_3)_{0,1}]$.

Жила представляет собой кварц-микроклин-олигоклазовый пегматит графической и апографической структуры с многочисленными небольшими миаролами с горным хрусталем, ортоклазом, альбитом, мусковитом, шерлом, и др. Отличительная особенность данного пегматита – все полости заполнены крупнокристаллическим прозрачным гипсом. В результате образуются эффектные образцы, состоящие из альбита, микроклина, шерла и др. минералов в гипсе.

Минералогический состав пегматита: КПШ, кварц, гипс, шерл, флюорит, топаз, биотит, берилл, пирит, кридит, прозопит, кальцит. Некоторые исследователи отмечают нахождение самородного золота (Искандаров и др., 2019). КПШ представлен микроклином, часто с зеленоватым оттенком, иногда встречаются непрозрачные кристаллы размером 4×3×3 см. Альбит светло-голубого цвета состоит из мелко- и среднезернистых выделений клевеландита, развитого по микроклину. Кварц редко образует хорошо образованные кристаллы. Цвет от слабо-дымчатого до бесцветного. Кристаллы его обычно нарастают на стенки полостей и включены в гипс.

Шерл широко распространен в пегматите, образует длиннопризматические до игольчатых зональные кристаллы, наиболее крупные до 10 см образуются в полостях, заполненных поздним гипсом. Центральные части содержат до 3 % MnO, состав отвечает

$\text{Na}_{0,91}\text{Fe}^{2+}_{2,45}\text{Mn}^{2+}_{0,44}\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}](\text{BO}_3)_3(\text{OH})_4$, крайняя часть
 $\text{Na}_{0,7}\text{Fe}^{2+}_{2,07}\text{Mn}_{0,03}\text{Mg}_{0,03}\text{Al}_{0,5}\text{Li}_{0,5}\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}](\text{BO}_3)_3(\text{OH})_4$

Топаз встречается нескольких типов: короткопризматические идеально прозрачные кристаллы чайного цвета размером до 4 см в полостях с флюоритом, бериллом, клевеландитом в гипсе; уплощенные кристаллы размером до 0,5 см в срастании с флюоритом и прозопитом; также описан жильный непрозрачный топаз в блоковой зоне пегматита (Искандаров и др., 2019).

Берилл образуется в 3х различных ассоциациях. Светло-зеленые призматические кристаллы размером до 2 см в альбит-микроклиновой зоне. Берилл 2-го типа бесцветный, идеально прозрачный образует не зональные длиннопризматические кристаллы в ассоциации с мусковитом, шерлом, клевеландитом, флюоритом в полостях, заполненных гипсом. Он характеризуется низким содержанием всех примесей, в том числе щелочей, содержание железа и магния (менее 0,4 мас. %), его состав отвечает формуле $\text{Na}_{0,05}\text{Be}_3(\text{Al}_{2,04}\text{Mg}_{0,05}\text{Fe}_{0,01})\text{Si}_{5,91}\text{O}_{18}$. Берилл 3-го типа встречается в ассоциации с шерлом, альбитом и кальцитом, он образует таблитчатые кристаллы до 2 см, с соотношением толщины к ширине 1:3. Грани пинакоида слабо расщеплены. Этот берилл имеет ярко синюю зонально-секториальную окраску, грани пинакоида окрашены менее интенсивно, грани призмы – сильнее. Центральная часть кристаллов в большей степени обогащена железом, магнием и щелочами. Содержание железа в центральных частях колеблется от 2,5 до 4,5 мас. % FeO, в краевых частях – 0,4–1 мас. % FeO. Средний состав берилла центральной части отвечает $\text{Na}_{0,26}\text{Be}_3(\text{Al}_{1,8}\text{Mg}_{0,25}\text{Fe}_{0,28})\text{Si}_{5,91}\text{O}_{18}$, краевой части $\text{Na}_{0,13}\text{Be}_3(\text{Al}_{1,8}\text{Mg}_{0,03}\text{Fe}_{0,03})\text{Si}_{5,91}\text{O}_{18}$.

Флюорит образует прозрачные светло-зеленые кристаллы кубического габитуса в ассоциации с альбитом, бериллом, шерлом в полостях, заполненных гипсом. Вторая генерация флюорита светло сиреневого цвета встречена в ассоциации с прозопитом и кридитом.

В СВ части пегматита довольно крупные участки мощностью до 0,5 м сложены частично измененным топазом, флюоритом, прозопитом и каолинитом. Прозопит состава $\text{Ca}_{1,01}\text{Al}_{1,99}\text{F}_{4,25}(\text{OH})_{3,75}$ образует мелкозернистый агрегат, вместе с каолинитом, кридитом и флюоритом замещающий топаз, а также образует розетки и сферолитовые бесцветные агрегаты в полостях размером до 0,3 см.

Список литературы

Дмитриев Э.А. Гранитные пегматиты Восточного Памира и особенности их камнесамоцветной минерализации // Изв. АН ТаджССР. Серия геол. и физ.-техн. наук. 1983. № 3 (89). С. 73-81.

Искандаров Ф. Ш., Салихов Ф. С. , Мираков М. А. Находка самородного золота в пегматитовой жиле Амиго (Восточный Памир) // Наука и инновация. Серия геологических и технических наук. Душанбе. 2019. №. 26. С. 36-42.

Паутов Л.А., Шодибеков М.А., Мираков М.А., Файзиев А.Р., Хворов П.В. Уранополикраз $(\text{U},\text{Y})(\text{Ti},\text{Nb})_2\text{O}_6$ из миаролового пегматита Музейный в районе месторождения Кухилал (Юго-Западный Памир, Таджикистан) // Новые данные о минералах. 2018. том 52. вып.2 с. 34–39.

Скригитиль А.М. Драгоценные камни в пегматитах Восточного Памира. // Мир камня. 1996. №11. С. 11-17.

Россовский Л.Н., Морозов С.А., Скригитиль А.М. Особенности формирования миароловых пегматитов Восточного Памира // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 5. С. 92-103.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПРОТОКИБЕРЛИТОВЫХ АЛМАЗОГЕНЕРИРУЮЩИХ СРЕД (ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ МИКРОВКЛЮЧЕНИЙ В «ОБОЛОЧКАХ» АЛМАЗОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

Губанов Н.В.¹ (goubanov97@gmail.com), Зедгенизов Д.А.^{1,2} (zed@igm.nsc.ru)
Западно-Сибирское отделение РМО, ¹Новосибирский государственный университет,
²Институт геологии и минералогии имени В.С. Соболева СО РАН

THE COMPOSITIONAL FEATURES OF PROTOKIBERLITIC DIAMOND-FORMING MEDIA (FROM THE STUDY OF MICROINCLUSIONS IN THE “COATS” OF DIAMONDS FROM KIMBERLITES OF THE SIBERIAN PLATFORM)

Gubanov N.V.¹, Zedgenizov D.A.^{1,2}
West-Siberia Branch of the RMS, ¹Novosibirsk State University,
²V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of RAS

Многолетние исследования показали, что образование алмаза происходит в основании литосферной мантии в эклогитовых (Е-тип) и перидотитовых (Р-тип) субстратах при давлениях 4-7 ГПа и температурах 950-1400°С (Соболев, 1974). При этом ключевую роль в процессе его кристаллизации играют мантийные флюиды и/или расплавы, выводы о составе которых базируются главным образом на изучении алмазоносных ксенолитов и включений в алмазах. Такие флюиды/расплавы играют определяющую роль в процессе переноса летучих компонентов и редких элементов в мантии, а также могут приводить к плавлению стабильных фаз, что предполагает их активное участие в процессе формирования кимберлитовых расплавов. Уникальным источником информации о составе алмазогенерирующих сред общепризнанно являются субмикроскопические включения флюидов/расплавов в волокнистых разновидностях алмазов. Накопленная на данный момент база данных ограничивает всё многообразие составов микровключений по главным элементам тремя конечными членами: (i) хлоридным, состоящим в основном из щёлочей и Cl; (ii) карбонатитовым, обогащенным Са, Mg, Fe и карбонатами; и (iii) силикатным, содержащим главным образом Si, Al, K и воду.

В настоящей работе установлено, что состав таких флюидов/расплавов в алмазах в «оболочке» (IV разновидность по Орлову (1984)) из кимберлитовых трубок Айхал, Удачная, Юбилейная, Интернациональная и Мир заключён преимущественно между силикатным и карбонатитовым конечными членами. На основе минеральных включений в ядрах кристаллов установлено, что образование контрастных по составу глубинных флюидов/расплавов связано с разными мантийными субстратами: формирование силикатных составов происходит в результате частичного плавления эклогитов, тогда как карбонатные флюиды/расплавы (в т.ч. обогащенные хлором) генерируются в перидотитах. Результаты исследования образцов из трубок Айхал, Интернациональная и Мир свидетельствуют о том, что в процессе роста «оболочек» состав алмазогенерирующей среды изменялся от силикатного до силикатно-карбонатного и карбонатитового, что фиксируется в непрерывном изменении состава микровключений в направлении от внутреннего края «оболочки» к внешнему. Среди алмазов из трубки Мир также обнаружен тренд, направленный от хлоридно-карбонатных составов микровключений в сторону карбонатитовых. Такие эволюционные картины согласуются с исследованиями хлоридно-силикатно-карбонатных систем, в которых при понижении температуры наблюдается смещение в сторону единого карбонатитового флюида/расплава (Safonov et al., 2007).

Присутствие низкоагрегированных азотных С-центров в составе «оболочек» указывает на их быстрое формирование незадолго до выноса кимберлитовым расплавом. Время отжига «оболочек», рассчитанное при использовании кинетических параметров перехода из С- в А-центры (Taylor et al., 1996), не превышает нескольких лет при температурах свыше 1400 °С. Такие значения свидетельствуют о возможной тесной взаимосвязи между протокимберлитовым расплавом и формированием волокнистых алмазов. При сравнении имеющихся геохимических параметров для трубок Удачная и Юбилейная установлено, что по распределению редких элементов наиболее близкими к кимберлитам являются карбонатитовые микровключения с пологим типом распределения 'Planed' (Gubanov et al., 2019; Weiss et al., 2013; Zedgenizov et al., 2007). Связь карбонатитовых микровключений из волокнистых алмазов из трубки Удачная с протокимберлитовым расплавом подкрепляется данными по изотопному составу Sr и карбонатитовому составу расплавных включений первичного кимберлитового расплава в оливине (Golovin et al., 2019; Klein-BenDavid et al., 2014). Таким образом, эволюция состава флюида/расплава в трубке Удачная, в отличие от трубок Мир, Интернациональная и Айхал, вероятно, была направлена в противоположном направлении – в результате взаимодействия первичного карбонатитового расплава с вмещающими породами его состав изменялся в сторону более силикатных разностей, а распределение редких элементов приобретало характер 'Ribbed' со значительным обеднением Ta, Nb и Ti. Таким образом, полученные данные указывают на то, что эволюция алмазогенерирующей среды зависит от первичного состава флюида/расплава и вмещающих пород и может значительно варьировать в зависимости от региона.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 20-05-00338).

Список литературы

- Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза // 2-е издание. М. Наука. 1984. 264 с.
- Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии // Новосибирск. Наука. 1974. 246 с.
- Golovin A.V., Sharygin I.S., Korsakov A.V., Kamenetsky V.S., Abersteiner A. Can primitive kimberlite melts be alkali-carbonate liquids: Composition of the melt snapshots preserved in deepest mantle xenoliths // J. Raman Spectrosc. 2019.
- Gubanov N., Zedgenizov D., Sharygin I., Ragozin A. Origin and Evolution of High-Mg Carbonatitic and Low-Mg Carbonatitic to Silicic High-Density Fluids in Coated Diamonds from Udachnaya Kimberlite Pipe // Minerals. 2019. № 9. P. 734.
- Klein-BenDavid O., Pearson D.G., Nowell G.M., Ottley C., McNeill J.C.R., Logvinova A.M., Sobolev N.V. The sources and time-integrated evolution of diamond-forming fluids—Trace elements and isotopic evidence // Geochim. Cosmochim. Acta. 2014. № 125. P. 146–169.
- Safonov O.G., Perchuk L.L., Litvin Y.A. Melting relations in the chloride-carbonate-silicate systems at high-pressure and the model for formation of alkalic diamond-forming liquids in the upper mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. № 253. P. 112–128.
- Taylor W.R., Canil D., Milledge H.J. Kinetics of Ib to IaA nitrogen aggregation in diamond // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. № 60. P. 4725–4733.
- Weiss Y., Griffin W.L., Navon O. Diamond-forming fluids in fibrous diamonds: The trace-element perspective // Earth. Planet. Sci. Lett. 2013. № 376. P. 110–125.
- Zedgenizov D.A., Rege S., Griffin W.L., Kagi H., Shatsky V.S. Composition of trapped fluids in cuboid fibrous diamonds from the Udachnaya kimberlite: LAM-ICPMS analysis // Chem. Geol. 2007. №. 240. P. 151-162.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ГЕНЕРАЦИЙ МИНЕРАЛОВ В ЗАЛЕЖАХ
АПОКАРБОНИЗИРОВАННОГО ТАЛЬКИТА И МЫЛЬНОГО КАМНЯ В БЕЛОРЕЦКОЙ
ТАЛЬКОСОДЕРЖАЩЕЙ ПРОВИНЦИИ (ЗАПАДНЫЙ СКЛОН ЮЖНОГО УРАЛА)

Калистратова Е.О.¹(Pindyurinaevgeniya@mail.ru), Крупенин М.Т.²

1 – Башкирское отделение РМО, ООО «РН-БашНИПИнефть» (Уфа);

2 – Уральское отделение РМО, Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО
РАН (Екатеринбург)

THE ORDER OF MINERAL GENERATIONS IN OCCURRENCES OF APOCARBONATED
TALCITE AND SOAPSTONE IN THE BELORETSK TALC-BEARING PROVINCE
(WESTERN SLOPE OF SOUTHERN URALS)

Kalistratova E.O.¹, Krupenin M.T.²

1 – Bashkiria Branch of the RMS, LLC RN – BashNIPIneft (Ufa);

2 – Urals Branch of the RMS, The Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry
(Yekaterinburg)

Apocarbonate talcites in the Beloretsk talc-bearing province (BTP) are located in terrigenous-carbonate sediments of the Beloretsk metamorphic complex and its framing. Talcites are spatially and genetically related to occurrences of magnesites. The formation of talcite and soapstone bodies is the result from silica-magnesian metasomatism of Mg-rich carbonate rocks under the action of the low-medium-temperature hydrothermal fluids. The region is interpreted to have undergone multi-stage mineral generation that related not only with the formation of talcites, but also with the previous processes of magnesian metasomatism of hosting limestones. It's result in formation of magnesites with wide zones of dolomites.

Field evidences, the study of rock material in mine workings and core samples, petrographic and electron microscopic results (Kalistratova et al., 2016) reveal the order of mineral forming in occurrences of talcite and soapstone in the BTP.

Pure talc orebodies in the BTP contain more than 75% talc and are cream-coloured. Talcites with chlorite and carbonaceous matter impurity are dark gray, with a greasy feel and massive, banded or shale texture. Talcites consist mainly of talc with minor phases of chlorite, dolomite, magnesite, mica and quartz, and titanite, rutile, monazite, apatite, clinozoisite, and pyrite as accessories. In some talcite bodies from the BTP, the talc content exceeds 90%.

Soapstones contain 35 to 75% of talc. Their formation from carbonate rocks at the contact with terrigenous aluminosilicate rocks caused a variety of mineral composition, colour, and structural features. Soapstones can be divided into three groups in relation to their mineral composition: talc-carbonate stones, talc-chlorite stones, carbon-talc-chlorite-quartz shale.

The order of mineral generation is most clearly fixed in talc-bearing carbonate rocks and soapstones. The structures of these rocks are granoblastic or lepidogranoblastic. The sequence of apocarbonate mineral generations, setting by petrographic observations (idiomorphism of minerals, relationship between them and substitution structures) is as follows: dolomite - magnesite - calcite.

Primary calcite in talc-bearing carbonate rocks has not been identified. However, marmorized limestones were found at one of the points of talc mineralization in the BTP. We suggested calcite host carbonate rocks were primary.

Two generations of dolomites were identified with a scanning electron microscope: veinlets of Fe-rich dolomite in low-ferruginous dolomite. The zonal structure of magnesite and dolomite is noted in the crystal core containing more magnesium and less iron in comparison with the periphery. It is interpreted as redistribution of Mg and Fe while talc formation.

The process of talc formation is accompanied by amount of veins and nests of quartz, often in association with talc. Talc occurs as flake and sheaf-shaped aggregates in the quartz, and as rims in the selvages of the veins. The syngeneticity of vein quartz and talc is a mineralogical exploratory feature, and allows using of vein quartz in thermobarogeochemical studies of gas-liquid inclusions.

Talc occurs as flake and fibrous aggregates (steatite) in carbonate matrix corroding dolomite and magnesite. Often talc presents as thin intergrowths with magnesian chlorite.

The coarse-crystalline calcite is the latest metasomatic mineral occurring as phenocrysts and nests of idiomorphic crystals. As usual, the size of crystals of metasomatic dolomite is no more than 0.5 mm, magnesite - 3-5 mm, and calcite - up to 100 mm. The calcite corrodes other minerals and contains relict micro inclusions of dolomite.

Two types of accessory minerals are distinguished: relict and syngenetic to talc. Zircons have an irregular shape, fractured, with metasomatic rims so such grains are detrital. Idiomorphic crystals of monazites and rutiles have a homogeneous internal structure. Both of them occur in talcites and talc-chlorite stones and are elongated in schistosity. It's suggested that monazites and rutiles are synchronous to talc formation.

Thus, mineral formation stages in talcites and soapstones in the BTP are follows:

Calcite I → Dolomite I → Magnesite → Dolomite II + Talc + Chlorite + Quartz + Monazite + Rutile → Calcite II

References

Kalistratova E.O., Granovskaya N.V., Kochergin A.V. Mineralogic and petrographic features of talc host rocks in Abolovskoe and Aznalinskoe occurrences (Republic of Bashkortostan) // Material and reports of XI Multi-Region Research and Practice Conference "Geology, useful minerals and ecological problems of Republic of Bashkortostan, Ural and cross-border regions", Ufa, 17-19 of May, 2016. Ufa: LLC "Design-Press". P. 89-92

ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЭКЛОГИТОВ ГРИДИНСКОГО КОМПЛЕКСА (ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ)

Максимов О.А. (olemaximov@mail.ru), Володичев О.И.
Карельское отделение РМО, ИГ КарНЦ РАН

METAMORPHIC EVOLUTION OF ECLOGITES FROM THE GRIDINO COMPLEX
(FENNOSCANDIAN SHIELD)

Maksimov O.A., Volodichev O.I.

Karelian Branch of the RMS, IG KRC RAS

В Беломорской провинции Фенноскандинавского щита установлены эклогиты и продукты их ретроградного преобразования (Володичев и др., 2004). Наиболее известным объектом распространения эклогитов является Гридинский эклогитсодержащий комплекс в восточной части Беломорской провинции.

В работе представлены материалы геолого-петрологического изучения двух ключевых участков распространения эклогитов в районе села Гридино: на острове Столбиха (Balagansky et al., 2019) и участке Самылино (Максимов, 2019). Оба объекта имеют схожее геологическое строение. Эклогиты представлены в виде будинированных тел (6x8 метров), которые согласно залегают с вмещающими биотитовыми гнейсами и гнейсогранитами. В центральных частях тел обнаружены зоны с однородной (массивной) текстурой, преимущественно представленные гранат-омфацитовым минеральным парагенезисом. Такие сохраненные зоны представляют наибольший интерес для реконструкции условий метаморфических преобразований породы.

В образцах из этих доменов омфациит и гранат являются главными пороодообразующими минералами и составляют до 65% объема породы. Второстепенные и аксессуарные минералы включают диопсид и плагиоклаз в симплектитовых сростаниях, а также Qz, Hbl, Zo, Rt.

Клинопироксен представлен крупными зональными кристаллами омфациита с высоким содержанием жадеитового компонента в центральной части (Jd до 40%) и некотором снижении в краевой части (Jd до 6-9%), содержание эгирина не превышает 10%. В некоторых монокристаллах омфациита в центральной части содержатся включения ранних диопсид-плагиоклазовых симплектитов (Jd 4-16%, An 23-30%) ранней генерации. В данных включениях прослеживается резкий секущий контакт между ранними симплектитами и более поздним омфациитом. Вместе с тем в матриксе породы распространены диопсид-плагиоклазовые симплектиты, которые в краевых частях замещаются роговой обманкой.

Зерна граната отличаются сложным зональным строением и высокой концентрацией минеральных включений. В центральной части гранат содержит включения цоизита, кварца, рутила, в ряде случаев полиминеральные включения диопсид-плагиоклазовых (\pm Hbl) симплектитов. В промежуточной и краевой части граната установлены включения более поздней генерации омфациита (Jd до 32-36%), которые по времени формирования сопоставимы с крупными омфациитами из основной массы породы. Установлены следующие вариации состава граната в миналах (от центра к краю): пироба 20-25% – 27-30% – 22-24%, альмандин 52-58% – 48-52% – 52-56%, гроссуляра 20-22% – 19-23% – 22%.

Температуры и давления формирования минеральных парагенезисов оценивались при помощи программного комплекса TWQ (Berman, 1991) с использованием программ

TWQ_Comb и TWQ_View Д.В. Доливо-Добровольского, Сpx-Grt геотермометра (Powell, 1985) и по содержанию жадеита в клинопироксене (Holland, 1980). Псевдосечения построены при помощи программного комплекса Perple_X версия 6.7.4 (Connolly, 2005).

Определение PT-параметров метаморфизма осуществлялось по зональным зернам граната. Образование ранних Сpx-Pl (\pm Hbl) симплектитов из центральной части граната происходило при $T = 700\text{--}760^\circ\text{C}$ и $P = 12\text{--}15$ кбар. Реликты Grt-Omp минерального парагенезиса из промежуточной части граната сформировались в максимальных условиях при $T=700\text{--}800^\circ\text{C}$ и $P=14\text{--}17$ кбар, что соответствует эклогитовой фации. Последующий этап преобразования эклогитов в краевой зоне связан со снижением температуры до $650\text{--}730^\circ\text{C}$ и давления до $8\text{--}12$ кбар – период образования поздних клинопироксен-плагиоклазовых симплектитов и амфибола в матриксе породы. Эти оценки PT-условий хорошо согласуются с данными по псевдосечениям, где Grt-Сpx-Pl-Hbl-Qz-Ru парагенезис из центральной части граната сформировался при 750°C и 15 кбар, а более поздние Grt и Omp образовались при более высоком давлении до 19 кбар.

В эклогитах острова Столбиха и участка Самылино отмечены петрологические особенности, которые, возможно, являются признаками двукратного проявления процессов эклогитового метаморфизма: 1) Di-Pl симплектитовые включения в омфациите являются продуктом декомпрессионного преобразования ранних эклогитов с последующим их обрастанием генерацией омфациита эклогитового метаморфизма второго этапа. 2) специфическая зональность в гранатах с включениями в центральной части Di-Pl симплектитов и в промежуточной зоне омфациитов, с соответствующими изменениями состава гранатов, дублирует последовательность процессов в первом положении.

Работа является вкладом в исследования по теме АААА-А18-118020290085.

Список литературы

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.

Максимов О. А. Геолого-петрологические особенности эклогитов на участке Самылино (Беломорская провинция Фенноскандинавского щита) // Труды КарНЦ РАН. 2019. № 2. С. 88–94.

Balagansky V.V., Maksimov O.A., Gorbunov I.A., Kartushinskaya T.V., et al. Archean and paleoproterozoic eclogites and zoisitites in the Gridino area \\Early Precambrian Eclogites of the Belomorian Province, Fennoscandian Shield. Field Guidebook. Slabunov A.I., Balagansky V.V., Shchipansky A.A. (Eds.). Petrozavodsk: KarRC RAS, 2019. P. 11-48.

Berman R.G. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications; in, Quantitative methods in petrology: an issue in honor of Hugh J. Greenwood; Eds. Gordon, T M; Martin, R F // Canadian Miner. 1991. Vol. 29. P. 833–855.

Connolly, J.A.D. Computation of phase equilibria by linear programming: a tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. 236 (1–2), 524–541.

Holland T. J. B. The reaction albite=jadeite+quartz determined experimentally in the range $600\text{--}1200$ grad. C // Amer. Mineral. 1980. Vol. 65 P. 129–134.

Powell R. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revised // J. Metamorph. Geol. 1985. Vol. 3, N 3. P. 231–243.

ГЕНЕТИЧЕСКИЙ АСПЕКТ КРИСТАЛЛОХИМИИ ПРИРОДНЫХ ОКСОСОЛЕЙ МЕДИ

**Пеков И.В. (igorpekov@mail.ru), Зубкова Н.В. (n.v.zubkova@gmail.com),
Пушаровский Д.Ю. (dmitp@geol.msu.ru)**

Московское отделение РМО, Московский государственный университет имени
М.В. Ломоносова, геологический факультет

CRYSTAL CHEMISTRY OF COPPER OXYSALT MINERALS: GENETIC ASPECT

Pekov I.V., Zubkova N.V., Pushcharovsky D.Yu.

Moscow Branch of RMS, Faculty of Geology, Moscow State University

Среднее содержание меди в литосфере весьма мало – лишь 27 г/т (Rudnick, Gao, 2003), однако медные минералы очень многочисленны: сегодня известно 720 (!) "полноправных" минеральных видов с Cu в качестве видообразующего компонента. В этом отношении медь – не только уверенно лидирует среди малых и редких элементов, но и опережает некоторые петрогенные элементы. Немногим более половины из этого числа (394 вида) составляют соли кислородных кислот – оксосоли. В них медь присутствует в виде Cu^{2+} , очень редко вместе с Cu^{+} . По разнообразию среди природных оксосолей меди резко выделяются арсенаты (100 видов) и сульфаты (91), существенно число фосфатов (33), силикатов (32), ванадатов (28), теллуриатов (23), карбонатов (20), селенитов (17) и молибдатов (11); бораты, нитраты, арсениты, теллуриды, иодаты, хроматы, селенаты, вольфраматы, оксалаты и ацетаты вкуче составляют 39 минералов. Природные (как, впрочем, и синтетические) медные оксосоли характеризуются и уникальным структурным разнообразием, которым они во многом обязаны сильному проявлению эффекта Яна-Теллера у Cu^{2+} в кислородном (галогенно-кислородном) окружении. Как следствие, в кристаллохимическом отношении оксосоли меди стоят особняком от минералов других элементов. В генетическом аспекте оказалось важным, что эта особенность делает чувствительными к колебаниям условий минералообразования такие характеристики, как тип и конфигурация координационных полиэдров Cu^{2+} .

Всего лишь сорок лет назад справедливыми были бы утверждения, что минералогия медных оксосолей – это практически только: (1) минералогия Н-содержащих соединений; (2) минералогия зоны окисления халькогенидных медных руд. Действительно, природные оксосоли меди, известные в тот период, были в подавляющем большинстве представлены минералами с OH^- и/или H_2O , возникшими в результате гипергенного изменения Cu-содержащих сульфидов и других эндогенных бескислородных минералов этого элемента. Они и сейчас преобладают, не только по общей массе, но и по числу минеральных видов, однако за последние десятилетия стало понятно, что есть еще один генетический тип геологических объектов, где видовое и структурное разнообразие оксосолей меди очень широко, пусть и при малых объемах минерализации. Это "рудные" фумаролы окислительного типа, в первую очередь высокотемпературные (> 200–400°C), известные на ряде современных и молодых вулканов, среди которых резко выделяется по разнообразию эксгальационных минералов и масштабам их развития действующий вулкан Толбачик на Камчатке.

Сравнительное изучение фумарольных и гипергенных оксосолей Cu^{2+} позволяет и в целом существенно развить генетическую минералогию и генетическую кристаллохимию меди. Главное химическое различие между медными оксосолями высокотемпературного фумарольного и относительно низкотемпературного (< 100–150°C), в первую очередь гипергенного происхождения, различие, которое в очень

большой мере определяет и кристаллохимию этих минералов, состоит в присутствии/отсутствии в них водорода. Собственно фумарольные ($> 200^{\circ}\text{C}$) оксосоли меди не содержат Н ни в какой форме. Подавляющее большинство безводородных природных оксосолей меди – это эндемики фумарольных систем окислительного типа: таковы все 33 известных в природе медных сульфата без Н, все 18 ванадатов, все 8 селенитов и оба молибдата, а из 25 безводородных медных минералов класса арсенатов в фумаролах встречено 24 (в т.ч. 21 эндемик); эндемичны для фумарол также по одному силикату и борату с Cu^{2+} . Большинство из этих минералов (82 из 87) открыты за последние сорок лет. Всего же среди 394 природных медных оксосолей не содержат водорода 108 минералов. Не установлено в высокотемпературных фумарольных отложениях и карбонатов меди. Таким образом, H^+ (H_2O) и CO_3^{2-} (CO_2) не фиксируются в оксосолях меди (как, впрочем, и в других минералах фумарол окислительного типа) при высокой температуре и атмосферном давлении. При низких же температурах в окислительных условиях в присутствии хоть небольшого количества воды (гипергенные системы), наоборот, безводородные оксосоли меди нестабильны. Характернейшая особенность эксгальционных, но не гипергенных медных оксосолей – присутствие дополнительных атомов О, связанных только с Cu (в этом важное отличие минералов меди от оксосолей Zn, Pb и других халькофильных элементов в тех же фумаролах). В гипергенных минералах Cu^{2+} -центрированные полиэдры – это чаще всего октаэдры, причем обычно близкие к правильным, и в окружении Cu^{2+} как правило присутствуют Н-содержащие группы (ОН, H_2O). Для безводородных фумарольных медных оксосолей чисто октаэдрическая координация Cu^{2+} нехарактерна, а типичны полиэдры в виде пятивершинников или плоских квадратов, иногда в сочетании с октаэдрами, которые обычно заметно искажены (Pekov et al., 2018). Именно в случае отсутствия Н-содержащих групп в координационном полиэдре Cu^{2+} наиболее сильно проявляется влияние на него эффекта Яна-Теллера.

Анализ статистически представительного материала показывает, что определенные кристаллохимические черты природных оксосолей меди напрямую связаны с условиями их образования и могут рассматриваться в качестве индикаторных признаков. При низком давлении главным фактором, влияющим на структурные особенности медных оксосолей, оказывается температура, но не химизм: структурные характеристики минералов с различными оксоанионами при близких температурных режимах оказываются сходными и мало зависят от химической природы аниона. Представляется, что медные оксосоли несут большой информационный потенциал при рассмотрении с точки зрения генетической кристаллохимии окислительных низкобарических систем с халькофильными (рудными) элементами.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, грант 19-17-00050.

Список литературы

Rudnick R.L., Gao S. (2003) The composition of the continental crust // Holland, H.D. Turekian, K.K. (eds.) Treatise on Geochemistry, 2003. 3. The Crust. Oxford, Elsevier-Pergamon. P. 1-64.

Pekov I.V., Zubkova N.V., Pushcharovsky D.Yu. Copper minerals from volcanic exhalations – a unique family of natural compounds: crystal chemical review // Acta Crystallogr. B74. 2018. P. 502-518.

ЖИЛЬНЫЙ СЕРПЕНТИН В УЛЬТРАМАФИТАХ БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Попова Т.В. (tpopova@krc.karelia.ru), Степанов В.С.
Институт геологии КарНЦ РАН

SERPENTIN VEINS IN ULTRAMAFITES OF THE BELOMORIAN PROVINCE

T.V.Popova, V.S.Stepanov
Institute of Geology KarRC RAS

Секущие жилы, сложенные серпентином, типичны для серпентинизированных ультраосновных пород, при этом жильные образования серпентинов, которые не расщепляются в штуфах на волокна, принято называть офитами. Исследования офитовых жил в ультраосновных породах разных массивов показали, что они сложены не хризотилом, а полигональным серпентином, или повлен-хризотилом. Ядро его кристаллитов представлено цилиндрически закрученными слоями и соответствует обычному хризотилу, а периферия – полигонально-расположенными плоскими слоями, характерными для лизардита. Полигональные столбики имеют поперечный размер 0.06—1.0 мкм и легко раскалываются вдоль и поперек вытянутости при приготовлении суспензионных препаратов. Формирование полигонального серпентина связывают с последней стадией серпентинизации ультрабазитов, когда гидротермальные растворы циркулируют по тектоническим трещинам (Варлаков, 1985).

Нами выполнено исследование жильного офитового серпентина из ультрамафитов массива Карангозеро (Лоухский район, Республика Карелия). Массив имеет дифференцированное строение. Он локализован в замковой части субширотной структуры, деформирован наложенной складчатостью и имеет каплевидную в плане форму (Степанов, 1981). В составе массива преобладают габбронориты и амфиболиты по ним. Серпентинизация – одно из поздних преобразований пород массива. Серпентиниты с реликтами магматических кумулятивных структур (по нормативным составам - плагиоклазовые лерцолиты) окаймляют массив с запада. В них устанавливаются два минерала группы серпентина петельчатого типа, которые заметно различаются по железистости. Позднее описанных серпентиновых минералов появляются жилки мощностью до 3-4 см, иногда с линзовидными раздувами мощностью до 10 см. Жилы, образовавшиеся в результате заполнения мелких тектонических трещин гелеобразным веществом с последующим его затвердеванием и частичной раскристаллизацией, сложены голубовато-зеленым, иногда поперечно-волокнистым (в шлифах), офитом. Характерна их ассоциация с жилками кальцита. На контактовых поверхностях жил наблюдаются зеркала скольжения.

Офитовые жилы обладают резко выраженным зональным строением. В линзовидном фрагменте (14 x 4 см) одной из таких жил (рис.1) зональность имеет симметричный характер, а зонки параллельны контактам жилы. Мощность центральной зоны, сложенной зеленым офитом, достигает 25 мм в средней части линзовидного раздува жилы и выклинивается на его концах. В центральной части линзы расположены неравномерно распределенные кристаллы кальцита. Второй, промежуточный слой, мощностью около 4 мм, имеет резкую границу с центральной зоной, более светлую окраску, насыщенность окраски уменьшается к контактам жилы.

Микроскопически, серпентин из центральной зоны жилы представляет собой довольно однородную прозрачную массу бледно-зеленого цвета, содержащую мелкие кристаллики. Химический анализ показал, что в его составе нет заметных отличий от серпентинов из офитовых жил, описанных в литературе (Варлаков, 1985), но содержится

большее количество закисного железа (2% против 0.5-1.5%), а Fe^{2+} преобладает над Fe^{3+} . По данным рентгеноспектрального микроанализа, серпентин из центральной и промежуточной зон офитовой жилы содержит, помимо SiO_2 и MgO , 3.5-4 мас.% Fe_2O_3 – в центральной зоне, 4-4.5% - в промежуточной.



Рис.1 Офитовая жила в разрезе

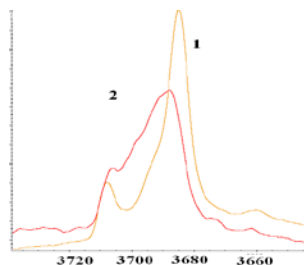


Рис.2 Рамановские спектры серпентина: 1-на границе центральной и промежуточной зоны, 2-в центральной и промежуточной зонах (на горизонтальной оси отмечены значения частот в cm^{-1})

Синхронный термический анализ серпентина из центральной зоны показал, что в области 580-700°C происходит разложение двух серпентинов с одновременным удалением 10.7 мас.% структурной воды (максимумы эндозффектов - 642 и 684°C). В соответствии с данными (Viti, 2010), подобный сдвоенный эндотермический эффект в данной области характерен для смеси полигонального серпентина с клинохризотилом.

Рентгенограмма серпентина из центральной зоны жилы соответствует рентгенограмме клинохризотила, однако соотношение интенсивностей его основных рефлексов отличается от таковых у клинохризотила, при этом присутствуют небольшие рефлексы, характерные для лизардита (при $d=2.499$; 1.503Å).

Анализ спектров комбинационного рассеяния (рис.2), выполненный вкрест зональности от центра к краю жилы, показал, что в центральном и промежуточном слое они соответствуют лизардиту, полигональному или полиэдрическому серпентину, что устанавливается по характерным для данных минералов пикам гидроксильных групп в области 3500-4000 cm^{-1} (Tarling, 2018). При этом в центральной и промежуточной зонах спектры ближе к полигональному серпентину, а на границе между ними - к лизардиту.

Таким образом, изучение жильных образований массива Карангозеро с использованием комплекса методов показало, что они содержат полигональный или полиэдрический серпентин, что подтверждается данными рентгеноструктурного анализа, термического анализа и рамановской спектроскопии. Рентгенограмма хризотила с небольшими рефлексами лизардита, рамановский спектр лизардита, присутствие примеси хризотила - характеристики, типичные для полигонального серпентина (Варлаков, 1985; Tarling, 2018).

Работа выполнена в рамках темы НИР ИГ КарНЦРАН №АААА-А18-118020290175-2. Исследования выполнены с использованием оборудования ЦКП КарНЦ РАН.

Список литературы

Варлаков А.С., Гурьев С.А. Офиты и повлен-хризотилы в ультраосновных породах// Известия АН СССР. Сер. геологическая. 1985. №12. С.72-82.

Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л. Наука. 1981. 216с.

Tarling M.S., Rooney J.S., Viti C., Smith S.A.F., Gordon K.C. Distinguishing the Raman spectrum of polygonal serpentinite// J.Raman Spectroscopy. 2018. V.49. Pp.1978–1984.

Viti C. Serpentine Minerals Discrimination by Thermal Analysis//American Mineralogist. 2010. 95(4). P.631-638.

ФОСФАТЫ НОВОАФОНСКОЙ ПЕЩЕРЫ (АБХАЗИЯ)

Потапов С.С.¹(salmazov@74.ru), Червяцова О.Я.², Паршина Н.В.¹, Дбар Р.С.³

Ильменское отделение РМО

¹Институт минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, ²Государственный природный заповедник «Шульган-Таш», ³Институт экологии АНА

PHOSPHATES OF THE NOVOAFONSKAYA CAVE (ABKHAZIA)

Potapov S.S.¹, Chervyatsova O.Ya.², Parshina N.V.¹, Dbar R.S.³

Imen Branch of the RMS

¹Institute of Mineralogy SU FRC MG UB RAS,

²State natural reserve «Shulgan-Tash», ³Institute of Ecology ASA

Ранее в пещерах Абхазии нами были установлены геогенные и биогенные фосфаты (Потапов и др., 2019; Червяцова и др., 2019). В настоящем сообщении приводится описание впервые установленных нами в Новоафонской пещере фосфатов биогенного происхождения, связанных с отложениями гуано летучих мышей.

Известно, что в пещерах, где обитают летучие мыши или птицы, накапливается гуано, содержащее азот и фосфор. Экскременты и моча летучих мышей в условиях тёплого климата вступают в химическое взаимодействие с глинами и известняками пещеры с образованием фосфатных минералов.

По информации сотрудников Новоафонской пещеры мы знали, что колония летучих мышей обитала в пещере. Особенно много мышей было в гроте Гиви Смыр и в зале Спелеологов. Во время экспедиции в июне 2019 г. особое внимание было уделено работе в этих залах. В результате было обнаружено несколько мест локализации мощных скоплений гуано и, в связи с ним, формирование фосфатной минерализации. С учётом имеющейся информации в результате проведённых поисковых работ с мест локализации залежей гуано были отобраны минеральные пробы.

Диагностика минеральных новообразований выполнена в Институте минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс) с использованием рентгеновского дифрактометра ДРОН-2.0, CuK_α -излучение (операторы Е.Д. Зенович, П.В. Хворов). Морфология и элементный состав минеральных образцов изучались методом сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) на микроскопе TESCAN Vega 3 с энергодисперсионным спектрометром (ЭДС) X-ACT (Oxford Instruments) в Институте проблем сверхпластичности металлов УНЦ РАН, г. Уфа (аналитик И.И. Мусабилов).

В результате отбора в Новоафонской пещере и анализа проб минеральных образцов установлены следующие фосфатные минералы биогенного происхождения: таранакит $\text{H}_7\text{K}_2(\text{Al,Fe})_5(\text{PO}_4)_8 \times 20\text{H}_2\text{O}$, апатит $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH})$, брусит $\text{Ca}(\text{PO}_3\text{OH}) \times 2\text{H}_2\text{O}$, плохо окристаллизованный коллоидный фосфат кальция.

Таранакит установлен в ассоциации с кварцем и санидином и представляет собой очень мелкие (менее 1 мкм) плохо сформированные зёрна. Этот довольно редкий сложный ортофосфат образуется во влажных и слабокислых условиях при pH 5.7-6.1 в результате реакции взаимодействия фосфатных растворов из гуано с глинистым субстратом, состоящим из иллита и/или каолинита, которые поставляют в реакционную среду K^+ и Al^{3+} (Hill, Forti, 1997).

Одна проба представляет собой желтовато-коричневую слабосцементированную корку толщиной до 1-2 мм на коренной стене известняка над залежами гуано. Под этой коркой находится белая порошковидная тонкозернистая масса. Рентгенограмма этой массы показывает наличие в ней кальцита (как остаточного вещества субстрата

известняка) и апатита. На СЭМ фото этой пробы видны скелетные и футляровидные кристаллы апатита и их агрегаты (сростки) размером 20-60 мкм. Мы предполагаем, что эта минерализация образовалась в результате субаэральной коррозии фосфорнокислых возгонов (паров) над залежами гуано и их воздействия на поверхность известняка.

Чаще других фосфатов встречается брусит в виде белых мучнистых масс под залежами гуано, прочных белых корок, либо сферолитоподобных агрегатов из белых и жёлтых кристаллов на глыбах известняка. Полученный энергодисперсионный спектр вещества подтверждает, что это именно брусит, а не близкий ему по рентгеновским параметрам гипс. На СЭМ фото видно, что брусит образует таблитчатые, плоские треугольные, стреловидные, или копьевидные кристаллы размером от 50 до 200 мкм.

В зале Спелеологов обнаружена сильно корродированная глыба известняка, имеющая следы отложений старого гуано и минеральных новообразований, рентгенофазовый анализ которых показывает существенное преобладание кварца и небольшое количество плохо окристаллизованного (судя по уширению рефлексов) апатита, на основании чего можно сделать вывод, что вещество представляет собой плохо окристаллизованный коллоидный фосфат кальция со слабо проявленной структурой апатита.

Находки фосфатных минералов, в частности, гидроксил-карбонатапатита, таранакита, брусита часто сопряжены с отложениями гуано летучих мышей и связаны с трансформацией органических фосфорсодержащих соединений гуано. В этих условиях таранакит описан в ряде европейских пещер: Baradla-Domica, Monte Inici, Palombara, Petrosa-Auletta, Corona'e sa Craba (Audra et al., 2019). Наши находки таранакита, апатита и брусита в Новоафонской пещере также связаны с отложениями гуано.

Авторы благодарны В.В. Мархолия (Унитарное государственное предприятие «Туристический комплекс Новоафонской пещеры имени Г.Ш. Смыр», г. Новый Афон, Абхазия) за сопровождение экспедиционных работ, а также И.И. Мусабинову (Институт проблем сверхпластичности металлов РАН, г. Уфа), П.В. Хворову, Е.Д. Зенович (Институт минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс) за аналитические работы.

Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта РФФИ по проекту № 19-55-40005 Абх_а на тему: «Генетические типы карстогенеза прибрежных карбонатных массивов Абхазии».

Список литературы

Потапов С.С., Червяцова О.Я., Паршина Н.В., Дбар Р.С. О находке редких фосфатов – штрэнгита и таранакита в пещерах Абхазии // Уральский геологический журнал. 2019. № 5 (131). С. 55-62.

Червяцова О.Я., Потапов С.С., Паршина Н.В., Дбар Р.С. Аутигенная фосфатная минерализация в Новоафонской пещере // Минералогия техногенеза–2019. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2019. С. 36-42.

Audra P., De Waele J., Bentaleb I., Chroňáková A., Křišťufek V., D'Angeli I.M., Carbone C., Madonia G., Vattano M., Scopelliti G., Cailhol D., Vanara N., Temovski M., Bigot J.-Y., Nobécourt J.-C., Galli E., Rull F. and Sanz-Arranz A. Guano-related phosphate-rich minerals in European caves // International Journal of Speleology. 2019. № 48 (1). Tampa, FL. P. 75-105.

Hill C.A., Forti P. Cave Minerals of the World. Huntsville: National Speleological Society. 1997. 287 p.

К-КИМРИТ – РЕДОКС НЕЗАВИСИМЫЙ ТРАНСПОРТЕР АЗОТА В МАНТИЮ

**Сокол А.Г. (sokola@igm.nsc.ru), Куприянов И.Н., Сереткин Ю.В.,
Сокол Э.В., Крук А.Н.**

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
г. Новосибирск, 630090, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

K-CYMRITE AS REDOX INSENSITIVE CARRIER OF NITROGEN IN THE MANTLE

Sokol A.G., Kupriyanov I.N., Seryotkin Yu.V., Sokol E.V., Kruk A.N.

V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, ave. Koptyuga 3, Novosibirsk, 630090 Russia.

Трансфер азота между глобальными резервуарами Земли не только является важным звеном глубинного цикла летучих, но и обеспечивает возможность существования на ней жизни. Транспорт азота в мантию становится возможен, поскольку азот в форме (NH_4^+) замещает K^+ в ряде петрологически важных силикатов, сохраняющих стабильность в субдуцируемых метаосадках при их погружении в мантию: слоистых силикатах, калиевом полевом шпате, кимрите, ваддеите и холландите. При этом стабильный в окисленных условиях молекулярный азот (N_2) не может растворяться в обычных минералах-концентраторах и поэтому легко возвращается в атмосферу.

Фазовые переходы, а также фенгитизация слюд с ростом давления обуславливает постоянное переуравновешивание азотсодержащих фаз с флюидом. В зависимости от $f\text{O}_2$ преимущественно водный флюид может содержать молекулярный (N_2) или аммиачный ((NH_4^+) и NH_3) азот. При давлении 0.2–3.5 ГПа и температуре 600–1400°C в широком диапазоне редокс условий среди азотсодержащих компонентов водосодержащего флюида преобладает N_2 . Тогда как NH_3 становится стабильным лишь в резко восстановленных условиях, вблизи буфера IW (Li and Keppler, 2014). При более высоких давлениях 5.5–7.8 ГПа и температурах 1100–1500°C, NH_3 также преобладает только при значениях $f\text{O}_2$ вблизи буфера IW (Sokol et al., 2017). Стабильность NH_3 и NH_4^+ только в относительно восстановленном флюиде делает транспорт азота в составе K-содержащих фаз редокс зависимым. Наличие карбонатов и соединений Fe^{3+} в породах судуцируемого слэба задает величины $f\text{O}_2$ в диапазоне между FMQ-NNO буферами, то есть на уровне заметно более высоком, чем в окружающей мантии. Согласно расчетам (Mikhail and Sverjensky, 2014), в субдукционных зонах при $P \leq 5.0$ ГПа азот существует в основном в виде N_2 . К-кимрит ($\text{KAlSi}_3\text{O}_8 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), обладающий клатратной структурой, которую стабилизируют нейтральные молекулы (Frasshauer et al., 1997), может быть потенциальным редокс независимым транспортером азота в мантию. В присутствии водного флюида он стабилен от 2.5 ГПа при 400°C до 9 ГПа при 1200°C. Как было недавно показано (Romanenko et al., 2020), KAlSi_3O_8 гекс. (кокчетавит), обнаруженный в гранат-клинопироксеновых породах Кокчетавского УНРМ комплекса, является дегидратированной производной К-кимрита.

Нами экспериментально при $P = 6.3\text{--}7.8$ ГПа и $T = 1000\text{--}1200^\circ\text{C}$ были изучены фазовые отношения и особенности составов фаз в системах мусковит- $\text{NH}_3\text{--N}_2\text{--H}_2\text{O}$ и эклогит-мусковит- $\text{NH}_3\text{--N}_2\text{--H}_2\text{O}$. В экспериментах длительностью 40–161 час фугитивность кислорода контролировали в диапазоне $f\text{O}_2$ от IW до NNO. В системе мусковит- $\text{NH}_3\text{--N}_2\text{--H}_2\text{O}$ N-содержащий К-кимрит был получен в ассоциации кианит-гранат-жадеит±мусковит ±корунд; в системе эклогит+мусковит- $\text{NH}_3\text{--N}_2\text{--H}_2\text{O}$ в ассоциации с ним присутствовали гранат и омфацил. Отношение $\text{N}_2/(\text{NH}_3+\text{N}_2)$ в водосодержащем закаленном флюиде

варьировало от < 0.1 при fO_2 вблизи IW до около 1 при fO_2 вблизи NNO. По мере увеличения P-T параметров и количества флюида в образцах мусковит фенгитизировался; сумма катионов (Si+Mg) увеличивалась с 3.1 до 3.8 ф.е., а Al снижался с 2.8 до 2.1 ф.е. Максимальные содержания Si и минимальные Al характерны для фенгитов, сосуществующих с K-кимритом. В отсутствии NH_3 - N_2 -содержащего флюида мусковит оставался стабильным вплоть до 7.8 ГПа и 1120°C. Макрокомпонентные составы N-содержащего и водосодержащего K-кимритов близки. Вместе с тем, по данным микронзондового анализа валовая концентрация азота в K-кимрите с ростом fO_2 и концентрации N_2 во флюиде увеличивается с 2.9 до 6.3 мас.%. Согласно данным ИК- и КР-спектроскопии, при значении fO_2 вблизи NNO структура K-кимрита в равновесии с богатым азотом флюидом главным образом инкорпорирует молекулярный азот (N_2), а при $fO_2 \sim IW$ – преимущественно аммиак (NH_3). ИК спектроскопия кристаллов мусковита, равновесных с K-кимритом, свидетельствует о том, что клатратный механизм растворения азота в структуре K-кимрита (в виде нейтральных молекул N_2 и NH_3) является гораздо более эффективным, чем изоморфное замещение $K^+ \rightarrow (NH_4^+)$ в мусковите. Выращенные нами крупные монокристаллы богатого азотом K-кимрита $(K, (NH_4^+)) [AlSi_3O_8] \cdot (N_2, NH_3, H_2O)$ впервые дали возможность определить структуру этой фазы. Она оказалась подобной структуре H_2O -содержащих K- и Ba-кимритов. Тетраэдрические алюмосиликатные слои образованы сдвоенными шестерными кольцами. В межслоевом пространстве расположены позиции, статистически заселенные катионами K^+ , Ba^{2+} и (NH_4^+) . В центре полости, образованной двумя шестерными кольцами, располагаются нейтральные молекулы H_2O , NH_3 и N_2 .

Полученные данные свидетельствуют, что N-содержащий K-кимрит стабилен в метapelитах и может быть редокс независимым транспортером азота в слэбе на глубины более 250 км. Обобщение имеющихся данных позволяет предположить, что в присутствии N_2 - H_2O - NH_3 флюида богатый азотом K-кимрит может образоваться при $P \geq 4$ ГПа в обогащенных калиевым полевым шпатом метapelитах и при $P \geq 6$ ГПа в обогащенных фенгитом метapelитах. В изученных системах мусковит- NH_3 - N_2 - H_2O и эклогит+мусковит- NH_3 - N_2 - H_2O холландит не стабилен в температурном диапазоне 1000-1200°C до давления 7.8 ГПа.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (16-17-10041).

Список литературы

- Fasshauer D.W., Chatterjee N.D., Marler B. Synthesis, structure, thermodynamic properties, and stability relations of K-cymrite, $K[AlSi_3O_8] \cdot H_2O$ // *Physics and Chemistry of Minerals*. 1997. V. 24, P. 455–462.
- Li, Y., Keppler, H. Nitrogen speciation in mantle and crustal fluids // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2014. V. 129, P.13–32.
- Mikhail, S., Sverjensky, D.A. Nitrogen speciation in upper mantle fluids and the origin of Earth's nitrogen-rich atmosphere // *Nature Geoscience*. 2014. V. 7, P. 816-819.
- Romanenko A., Rashchenko S., Sokol A., Korsakov A., Seryotkin Y., Glazyrin K. Crystal structure of K-cymrite and kokchetavite from single-crystal X-ray diffraction // *American Mineralogist*. 2020 (accepted).
- Sokol, A.G., Palyanov, Y.N., Tomilenko, A.A., Bul'bak, T.A., Palyanova, G.A. Carbon and nitrogen speciation in nitrogen-rich C–O–H–N fluids at 5.5–7.8 GPa // *Earth and Planetary Science Letters*. 2017. V. 460, P. 234-243.
- Sokol, A. G., Kupriyanov, I. N., Seryotkin, Y. V., Sokol, E. V., Kruk, A. N., Tomilenko, A. A., Bul'bak T. A., Palyanov, Y. N. Cymrite as mineral clathrate: An overlooked redox insensitive transporter of nitrogen in the mantle // *Gondwana Research*. 2020. V. 79, P. 70-86.

ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ЭКЛОГИТИЗИРОВАННЫХ БАЗИТОВ
РАЙОНА СЕЛА ГРИДИНО, БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС

Травин В.В. (vetr@list.ru)

Карельское отделение РМО, Институт геологии КарНЦ РАН

GEOLOGY AND MINERALOGY OF ECLOGITIZED BASITES
IN THE AREA OF THE VILLAGE GRIDINO, BELOMORIAN MOBILE BELT

Travin V.V.

Karelian Branch of RMS, Institute of Geology KRC RAS

Первые публикации об открытии в районе села Гридино архейских и раннепротерозойских эклогитов с возрастом около 2.72 и 2.42 млрд лет (Володичев и др., 2004, 2005 и др.) сделали район широко известным в среде геологов. Согласно авторам, архейские эклогиты, сопоставимые по геохимии с амфиболитами офиолитоподобного комплекса Центрально-Беломорской мафической зоны, слагают обломки в зоне архейского тектонического меланжа, а раннепротерозойская эклогитизация имеет автономный характер и локализована в пределах магматических камер комплекса лерцолитов–габброноритов (КЛГН) с возрастом около 2.4 млрд лет (там же). За полтора десятка лет изучения эклогитов района число публикаций превысило количество выявленных объектов с эклогитами. Основная часть публикаций обращена к изотопному возрасту и P-T параметрам эклогитизации.

Структурно-геологическое изучение района позволило выявить закономерности в распределении тел эклогитов: они локализованы в свекофеннских круто и полого падающих пластических зонах сдвига различной мощности (Травин, 2015). Эклогитизация базитов в крутопадающих пластических зонах сдвига, сопровождавшаяся полной перекристаллизацией пород, связана с пластическими деформациями (Travin, Kozlova, 2009). Абсолютный возраст этих зон составляет около 1.9 млрд лет (Березин и др., 2012). Образование более поздних пластических зон сдвига пологого залегания происходило при P-T условиях, недостаточных для эклогитизации пород; тела эклогитов были вовлечены в них уже после эклогитизации. В реликтовых архейских структурных доменах, рассеченных недеформированными дайками метагабброноритов КЛГН, эклогитов не выявлено (Травин, 2015).

Структурные данные показывают, что эклогиты образовались в результате синметаморфических деформаций пород обломков меланжа (среди них породы обломка меланжа, датирование цирконов из которого дало основание для вывода об архейском возрасте эклогитизации) и пород даек базитов разного возраста. Они представляют собой метаморфические тектониты с парагенезисом $\text{Cpx}(\text{Omp}, \text{Na-Aug}) + \text{Grt} \pm \text{Opx} \pm \text{Amp}(\text{Prg}, \text{Ed}) \pm \text{Pl} \pm \text{Qz} \pm \text{Kz}$ (аббревиатура по (Whitney, Evans, 2010)) и имеют упорядоченные метаморфические структуры и деформационную линейность (иногда – полосчатость). Присутствие плагиоклаза в парагенезисе части эклогитов района свидетельствует о метаморфических преобразованиях в условиях на границе амфиболитовой и эклогитовой фаций.

В районе села Гридино известно несколько крутопадающих пластических зон сдвига малой мощности (первые метры), секущих дайки метагабброноритов КЛГН в архейских структурных доменах. В таких зонах габбронориты, вовлеченные в пластические деформации, превращены в эклогиты с парагенезисом названного выше состава, а недеформированные метагаббронориты (боковые породы зон сдвига) представлены друзитами.

Друзиты – метагаббронориты и оливиновые метагаббронориты КЛГН района, не испытавшие интенсивных деформаций. Это породы, сохранившие первичные зерна магматических ОI, Орх, Срх. Они имеют массивную текстуру и апомагматические коронитовые (друзитовые) структуры с каймами на границах зерен темноцветных минералов и плагиоклаза.

В.С. Степановым (1981) друзитовые структуры пород КЛГН Беломорья разделяются на субсолидусные (с каймами Орх и Срх на границах ОI и P1) и метаморфические (каймы с Grt и Amp), которые связываются им с эклогитизацией.

В каймах друзитов района села Гридино присутствуют Grt, натриевый Срх (Na-Aug или Omr) и высокобарический Amp (Prg или Ed). Меланократовые разности пород характеризуются более высоким содержанием Jd в Omr кайм (именно изучение минералов реакционных кайм друзитов одного из тел оливиновых метагабброноритов КЛГН привело к выводу о его автономной субсолидусной эклогитизации (Володичев и др., 2005 и др)). В друзитах района отмечаются также мелкие кристаллы Crn, заключенные в зерна Grt и P1.

Эклогиты и друзиты – продукты синхронных метаморфических преобразований, рассматриваемых как деформационная и доменная формы эклогитизации (Rubie, 1990) соответственно. Сосуществование их объясняется неравномерностью свекофеннских синметаморфических деформаций: в современном эрозионном срезе района обнажены породы, находившиеся 1.9 млрд лет назад на глубинах, обеспечивших их высокобарический метаморфизм, но лишь породы, испытавшие интенсивные деформации, были полностью перекристаллизованы с образованием эклогитов.

Работа выполнена в рамках базовой темы НИР № АААА-А18-118020290084-7 Института геологии КарНЦ РАН.

Список литературы

Березин А.В., Травин В.В., Марин Ю.Б., Скублов С.Г., Богомолов Е.С. Новые данные о возрасте (U_Pb, Sm_Nd) и P-T параметрах эклогитизации даек Fe-габбро района с. Гридино (Беломорский подвижный пояс) // ДАН. 2012. Т. 444. № 6. С. 644–649.

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.

Володичев О.И., Слабунов А.И., Парфенова О.В., Кузенко Т.И., Сибелев О.С. Об эклогитизации габбро в дайках комплекса лерцолитов–габброноритов – палеопротерозойские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения (путеводитель и материалы конференции). Институт геологии КарНЦ РАН, 2005. С. 133-135.

Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.: Наука, 1981. 216 с.

Травин В.В. Структурная позиция и возраст эклогитизации в районе с. Гридино, Беломоский подвижный пояс // Геотектоника. 2015. №5. С. 78-93.

Rubie D.C. Role of kinetics in the formation and preservation of eclogites / Carswell D.A. (eds.). Eclogite facies rocks Blackie // Glasgow, London, 1990. P. 111-140.

Travin V.V., Kozlova N.E. Eclogitization of basites in early proterozoic shear zones in the area of the village of Gridino, western Belomorie // Petrology. 2009. Vol. 17. P. 684–706.

Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // American Mineralogist. 2010. V. 95. P. 185-187.

ЭСКОЛАИТ В БАРИТОВЫХ ПОРОДАХ ХАТРУРИМ БЭЗИН, ИЗРАИЛЬ

Шарыгин В.В. (sharygin@igm.nsc.ru), Мурашко М.Н.

Западно-Сибирское и Санкт-Петербургское отделения РМО, ИГМ СО РАН, Новосибирск, СПбГУ, Санкт-Петербург

ESKOLAITE IN BARITE ROCKS AT HATRURIM BASIN, ISRAEL

Sharygin V.V., Murashko M.N.

West-Siberian and St.-Petersburg Branches of RMS, IGM SD RAS, Novosibirsk, SPbU, St.-Petersburg

Эсколаит был обнаружен в полихромных кристаллах барита в оливковых породах с проявления «Баритовая горка», высота 370 м в северной части пирогенного комплекса Хатрурим Бэзин, Израиль. Собственно баритовые породы образуют своеобразные зоны (до 3 см) в мелкозернистых оливковых породах (водные Са-алюмосиликаты, кальцит, гипс, таумасит, барит, магнезиоферрит, андрадит, гематит). Размер кристаллов барита и его сростков иногда достигает до 1 см. К таким зонам также приурочены ферритные обособления (до 1 мм), содержащие бариоферрит и магнезиоферрит и окруженные андрадитом. Такие ассоциации напоминают первую находку бариоферрита в баритовой конкреции на Хатрурим Бэзин (Мурашко и др., 2010). Полихромность кристаллов барита связана не столько с его химическим составом, сколько с присутствием включений в нем. Центр содержит многочисленные ориентированные ламели эсколаита и сульфатные включения и за счет этого имеет зеленоватый цвет. Срединные бесцветные или желтоватые зоны обычно без каких-либо включений, а край имеет светло-коричневый цвет из-за многочисленных ориентированных ламелей гематита (Рис. 1). Сульфатные полифазные включения содержат арканит и афтиталит, а также недиагностированные К-Ва-, К-Са- и Na-К-Са-сульфаты, иногда в них виден газовый пузырек. В качестве второстепенных фаз выявлены эсколаит, уваровит, ангидрит, кальцит, S-фторапатит и калишпат, реже Zn-магнезиохромит, бредигит, ларнит и геленит. Помимо этого присутствуют мономинеральные включения эсколаита, уваровита, К-Са- и К-Na-Са-сульфатов.

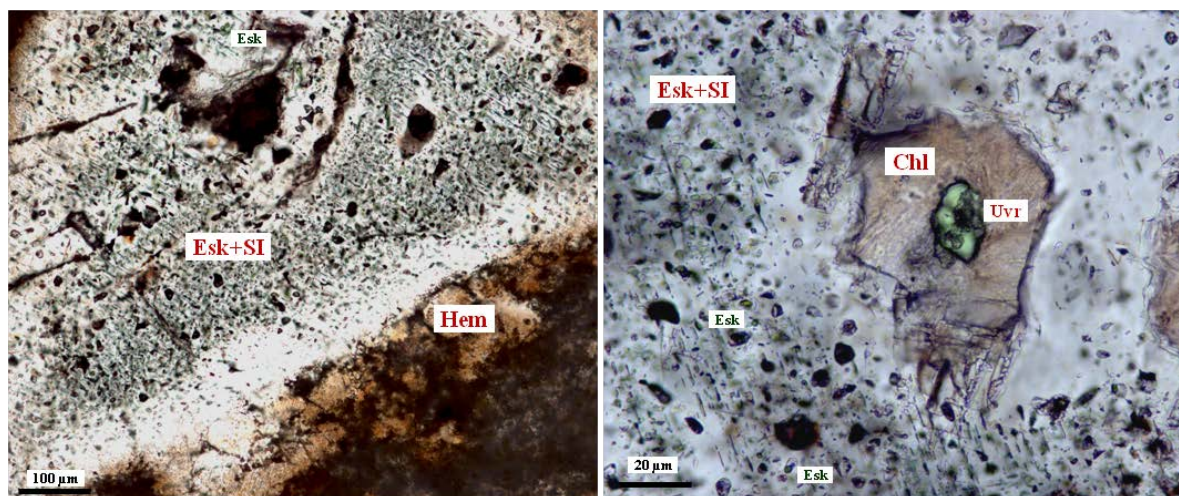


Рис. 1. Эсколаит и сульфатные включения в центральной части кристаллов барита, Хатрурим Бэзин, Израиль (проходящий свет). Символ: Esk – эсколаит, SI – сульфатные включения, Hem – гематит (ориентированные структуры распада в краевой зоне), Chl – хлорит-сепиолит ?, Uvr – уваровит.

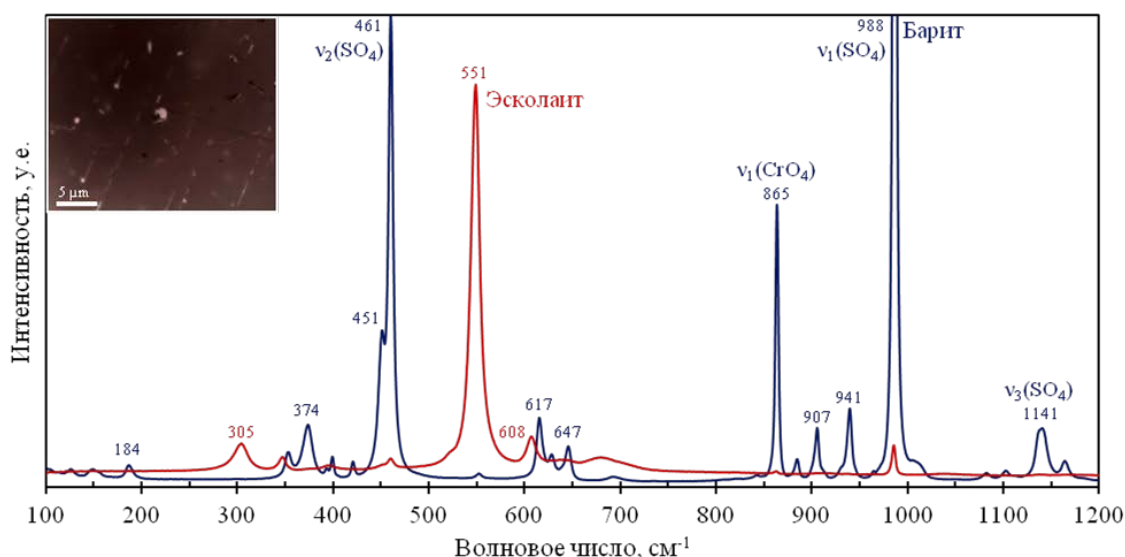


Рис. 2. Рамановские спектры эсколаита и барита, центральная часть кристалла барита, Хатрурим Бэзин, Израиль. Фотография – отраженный свет, эсколаит образует ориентированные ламели (структуры распада) и округлые включения в барите. Спектр эсколаита сделан для округлого включения в центре.

Средний химический состав барита (в мас.%, n=36): 65.18 BaO, 0.07 SrO, 0.08 CaO, 0.09 FeO; 2.05 CrO₃, 32.59 SO₃. Это соответствует формуле Ba(S_{0.95}Cr_{0.05})O₄ и является промежуточным составом между баритом BaSO₄ и хашемитом BaCrO₄ (Hauff et al., 1983). Присутствие (CrO₄)-группы в исследованном барите подтверждается Рамановской спектроскопией. По аналогии с Cr⁶⁺-содержащими минералами группы эттрингита (Seryotkin et al., 2019; Juroszek et al., 2020a-b) и данным по хашемиту Даба-Сивага, Иордания (RRUFF ID R100120), интенсивная полоса при 865 см⁻¹ и полосы 886, 907, 354, 400 и 421 см⁻¹ соответствуют колебаниям в (CrO₄)-тетраэдрах (Рис. 2), и они отсутствуют на спектрах обычных баритов.

Темно-зеленый эсколаит (обычно - <5 μm) характерен для центральных зон барита, где образует разно ориентированные ламели и присутствует во включениях. В проходящем свете он хорошо отличается от уваровита по оттенку цвета и форме зерен. Корректный анализ был получен только для нескольких зерен (размер >5 μm). Его средний состав (в мас.%, n=5): 99.19 Cr₂O₃, 0.68 Fe₂O₃. Рамановский спектр (Рис. 2) соответствует данным по эсколаиту из базы данных RRUFF (ID R060892).

Таким образом, образование эсколаита в баритовых породах Хатрурим можно связывать как с высокотемпературными процессами, так и с твердофазными реакциями при снижении температуры. Ориентированные структуры распада эсколаита и гематита указывают на то, что отдельные зоны барита были изначально обогащены Cr или Fe.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (грант 17-17-01056П).

Список литературы

Мурашко М.Н., Чуканов Н.В., Муханова А.А., Вапник Е., Бритвин С.Н., Кривовичев С.В., Полеховский Ю.С., Ивакин Ю.Д. Бароферрит BaFe³⁺₁₂O₁₉ – новый минерал группы магнетопломбита из формации Хатрурим (Израиль) // Зап. РМО. 2010. Ч. 199. № 3. С. 22-31.

Hauff, P.L., Foord, E.E., Rosenblum, S., Hakki, W. Hashemite, Ba(Cr,S)O₄, a new mineral from Jordan // Am. Mineral. 1983. V. 68. P. 1223-1225.

Seryotkin Yu.V., Sokol E.V., Kokh S.N., Sharygin V.V. Natural bentorite - Cr³⁺-derivate of ettringite: determination of crystal structure // Phys. Chem. Mineral. 2019. V. 46. С. 553-570.

Juroszek R., Krüger B., Galuskina I. et al. Raman spectroscopy and single-crystal high-temperature investigations of bentorite, $\text{Ca}_6\text{Cr}_2(\text{SO}_4)_3(\text{OH})_{12}\cdot 26\text{H}_2\text{O}$ // Minerals. 2020a. V. 10. Art. 38.

Juroszek R., Krüger B., Galuskina I. et al. Siwaqaite, $\text{Ca}_6\text{Al}_2(\text{CrO}_4)_3(\text{OH})_{12}\cdot 26\text{H}_2\text{O}$, a new mineral of the ettringite group from the pyrometamorphic Daba-Siwaqa complex, Jordan // Am. Mineral. 2020b. V. 105. P. 409-421.

**МИНЕРАЛЫ – ИНДИКАТОРЫ
ПЕТРО- И РУДОГЕНЕЗА
И НОВЫЕ МЕТОДЫ ИХ
ВЫЯВЛЕНИЯ**

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ В ГРАНУЛИТАХ ОАЗИСА
БАНГЕРА, ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА

Абдрахманов И.А. (ilnur_01_95@mail.ru), Гульбин Ю.Л. (ygulbin@yandex.ru),
Гембицкая И.М.

Санкт-Петербургское отделение РМО, Санкт-Петербургский горный университет

RELATIONS OF ORE MINERALS IN GRANULITES OF THE BANGER HILLS, EASTERN
ANTARCTICA

Abdrakhmanov I.A., Gulbin Yu. L., Gembitskaya I.M.

Saint Petersburg Branch of the RMS, Saint Petersburg Mining University

В докладе освещаются взаимоотношения рудных минералов из гранат-силлиманит-кордиеритовых парагнейсов, входящих в состав метаморфической толщи, пространственно ассоциированной с крупными телами тоналитовых ортогнейсов и плутонами габбро и пироксеновых гранитоидов (Равич и др., 1965; Sheraton et al., 1995). Возраст метаморфизма, по данным U-Pb датирования монацита, составляет 1240–1150 Ма (Sheraton et al., 1992; Tucker, Hand, 2016).

Особенностью изученных пород выступает тесная ассоциация породообразующих минералов парагнейсов с рудными фазами: шпинелью, ильменитом и рутилом. Шпинель наблюдается в виде включений идиоморфных кристаллов вытянутой формы и округлых зерен темно-зеленого или коричневого цвета размером до 0.5 мм в гранате, кордиерите, силлиманите и калиевом полевом шпате, а также в виде сростаний с этими минералами и ильменитом. Встречены сростания коричневой шпинели с кварцем. Еще одной морфологической разновидностью этого минерала выступают пластинчатые выделения толщиной 3–10 и длиной 50–100 мкм в рутиле и ильмените.

По составу зеленая шпинель отвечает герциниту, содержащему примеси цинка (ZnO 4.5–8.2 мас. %), хрома (Cr₂O₃ 0.3–7.8 мас. %), никеля (NiO до 0.4–0.6 мас. %) и ванадия (VO₂ до 0.3–0.5 мас. %). Усредненная формула: (Fe²⁺_{0.59}Mg_{0.28}Zn_{0.14})_{1.01}(Al_{1.88}Cr_{0.06}Fe³⁺_{0.04})_{1.98}O₄ (*n* = 12, обр. 651-а, 2-а). Коричневая шпинель – герциниту, в котором содержание ZnO повышено в 1.5–2 раза (до 11.9–13.9 мас. %). Усредненная формула: (Fe²⁺_{0.52}Zn_{0.27}Mg_{0.22})_{1.01}(Al_{1.89}Cr_{0.05}Fe³⁺_{0.03})_{1.98}O₄ (*n* = 4, обр. 11-а). Пластинчатые выделения шпинели – еще более высокоцинкистому герциниту (ZnO 16–17 мас. %) и ганиту (ZnO 28–30 мас. %). Усредненные формулы: (Fe²⁺_{0.41}Zn_{0.36}Mg_{0.24})_{1.01}(Al_{1.85}Cr_{0.12}Fe³⁺_{0.01})_{1.98}O₄ (*n* = 3, обр. 11) и (Zn_{0.64}Fe²⁺_{0.25}Mg_{0.11})_{1.00}(Al_{1.96}Fe³⁺_{0.03}Cr_{0.01})_{2.00}O₄ (*n* = 3, обр. 35).

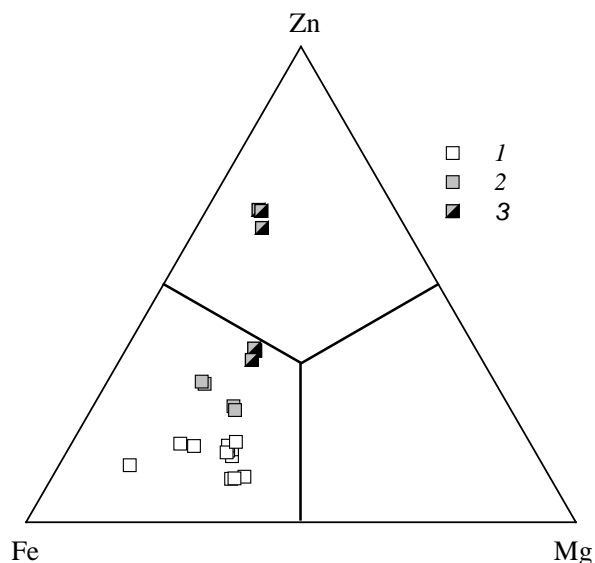
На классификационной диаграмме (рис.) точки герцинита и ганита располагаются обособленно, что подчеркивает дискретность состава изученных минералов.

Рутил и ильменит представлены несколькими генерациями. Ранний рутил образует относительно крупные (100–200 мкм) призматические и дипирамидальные кристаллы, рассеянные в матриксе. Он характеризуется пониженным содержанием примесей (FeO ≤ 0.2 мас. %, Cr₂O₃ ≤ 0.2 мас. %) и находится в сростании с гранатом и ильменитом. Последний наблюдается в виде вкрапленности зерен неправильной формы, включений в гранате и ксеноморфных выделений в агрегатах призматических зерен силлиманита. В его состав входят MgO (≤ 0.7–1.4 мас. %) и MnO (≤ 0.4–0.8 мас. %).

Нередко вокруг кристаллов ильменита развиваются каемки позднего рутила. Этот минерал замещает ильменит по микротрещинам в виде обособленных кристаллов размером 30–50 мкм и мелкокристаллических агрегатов, иногда в тесной ассоциации с микропрожилками, выполненными минеральным веществом, близким по составу к

продуктам изменения кордиерита. Кроме того, он встречается в виде цепочек мелких (5–10 мкм) изометричных зерен, совместно с такими же мелкими зернами позднего ильменита, в реакционных зонах замещения граната поздним биотитом. В отличие от ранней генерации, в состав позднего рутила входят примеси ниобия (Nb_2O_5 до 4.6 мас. %) и ванадия (VO_2 до 6.4 мас. %).

Рис. Классификационная диаграмма для минералов группы шпинели: 1 – зеленая шпинель, 2 – коричневая шпинель, 3 – пластинчатые выделения шпинели в ильмените и рутиле.



Присутствие рутила в парагенезисе с гранатом и sillimanитом свидетельствует о повышенном давлении. Появление шпинели (герцинита) интерпретируется как результат реакции $\text{Grt} + \text{Sil} = \text{Hc} + \text{Crd} + \text{Qz}$, которая традиционно рассматривается как индикаторная для УНТ метаморфизма. Однако, за счет вхождения в структуру шпинели Fe^{3+} , Zn и Cr, нижний предел устойчивости этого минерала может сдвигаться в более низкотемпературную область. С распадом высокотемпературного твердого раствора некоторые исследователи (Petersen et al., 1989) связывают и образование гангита. Поставленные вопросы обсуждаются в докладе с привлечением данных минеральной термобарометрии и физико-химического моделирования.

Список литературы

- Равич М. Г., Климов Л. В., Соловьев Д. С. Докембрий Восточной Антарктиды // М.: Недра, 1965. 470 с.
- Petersen E.U., Essene E.G., Peacor D.R., Marcotty L.A. The occurrence of h6gbomite in high-grade metamorphic rocks // *Contrib. Miner. Petrol.* 1989. V. 101. P. 350–360.
- Sheraton J.W., Black L.P., Tindle A.G. Petrogenesis of plutonic rocks in a Proterozoic granulite-facies terrane the Bunger Hills, East Antarctica // *Chem. Geol.* 1992. V. 92. P. 163–198.
- Sheraton J.W., Tingey R.J., Oliver R.L., Black L.P. Geology of the Bunger Hills-Denman Glacier region, East Antarctica // *AGSO Bull.* 1995. N 244. P. 1–136.
- Tucker N.M., Hand M. New constraints on metamorphism in the Highjump Archipelago, East Antarctica // *Antarctic Sci.* V. 28. 2016. P. 487–503.

МИНЕРАЛЫ-ИНДИКАТОРЫ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОЙ
ПРИРОДЫ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АНГАРСКОЙ
РУДНОЙ ПРОВИНЦИИ

Амиржанов А.А. (amirzhanov.al@mail.ru)
Восточно-Сибирское отделение РМО, ИРГИРЕДМЕТ

ALKALINE-ULTRABASIC INDICATOR MINERALS OF IRON ORE DEPOSITS
IN THE ANGARSKAYA ORE PROVINCE

Amirzhanov A.A.
East-Siberian Branch of the Russian Mineralogical Society, IRGIREDMET

Месторождения Ангарской железорудной провинции не миновали ошибочной интерпретации, увязывая генезис месторождений с наличием траппов, докембрийских железистых кварцитов и солей. Вне рассмотрения оказался огромный комплекс фактического материала – от геолого-структурных характеристик объектов до состава различных пород, руд, включая и типоморфизм минералов. Позднее показано, что главный продуктивный этап рудогенеза обусловлен становлением магматических фоскоритов, т.е. апатит-форстерит-магнетитовых пород – от форстерититов, рудных форстерититов в низах диатрем до форстеритсодержащих, безфорстеритовых апатит-магнетитовых руд (нельсонитов) на верхних горизонтах [1,2]. Синхронно на магматической и послемагматической (апофоскоритовой) стадиях по обломочному материалу (осадочные породы, траппы) сформировались известково-магнезиальные метасоматиты родингитового семейства – существенно клинопироксенового состава в низах диатрем и существенно гранатовые на верхних горизонтах.

Магнетит резко варьирует по составу – от ксеноморфных Al-Mg-титаномагнетитов, Al-Mg-магнетитов в форстерититах и рудных форстерититах до идио-и гипидиоморфных, вплоть до таблитчатых или демонстрирующих изменение габитуса в процессе роста (от октаэдра к кубу и далее к более сложным формам) зёрен Si-Ca-содержащих Al-Mg-магнетитов [3] из апатит-магнетитовых руд. Высокие содержания изоморфных примесей обуславливают формирование структур распада твёрдого раствора с последовательно выделяющимися экссолютами сложного состава – Ti- и шпинельсодержащих фаз. О том, что существенно ферритные фоскоритовые породы кристаллизовались из расплава свидетельствуют уникальные “закалённые” Al-Mg-магнетиты ритмично-полосчатых форстеритовых магнетитолитов Рудногорского месторождения; их гомогенность, т.е. отсутствие структур распада при чрезвычайно высоких содержаниях Al_2O_3 (до 11.70 вес. %) и MgO (до 10.09 вес. %, количества магнетитового минала снижено до 43.0 %, a_0 до 0.8364 нм) обусловлена втеканием крайне текучих ферритных расплавов в холодные осадочные породы с формированием силловых залежей. При формировании апофоскоритов из руд высвобождаются значительные количества Al, Mg, формируя хлоритолиты (апофоскориты хлоритовой фации со сферолитовой текстурой, а также жилы, почки), известные как серафимиты и названные в честь Архангела Серафима; изначальное название затем кем-то было извращено на бессмысленное “серафинит”. Значительные количества Al_2O_3 для образования серафимита высвобождаются также при десиликации обломочного траппового и осадочного материала при формировании родингитов, ошибочно относимых к скарнам, автореакционным скарнам или скарноидам.

Форстерит. Как и магнетит, форстерит формирует кристаллы разной формы – от форм, типичных для плутонических гипербазитов, до лейстовидных, клиновидных и метельчато-ветвистых, характерных для краевых фаций жильных ритмично-полосчатых фоскоритов. Нередко форстерит содержит каплевидные включения Al-Mg-магнетита и

обладает неоднородностью, вызванной неравновесным совместным ростом участков разной железистости. Несмотря на ассоциацию с магнетитом, железистость минерала никогда не превышает 10 %; причём форстерит ранней генерации (зарождения) обычно менее железистый. Иногда форстерит содержит примесь CaO (до 1.39 вес. %) и по монтичеллитовому термометру имеет $T_{обр.} \sim 1000$ °С.

Апатит обычно формирует шестоватые, в том числе скелетные футляровидные кристаллы, как правило обогащённые кремнием (0.32-3.26 вес. % SiO₂, среднее 2.67 и 2.37 в кристаллах первой и второй генерации соответственно). Количество Cl составляет 0.94-1.42 вес. %). По спектрам распределения РЗЭ и Y, особенно по синбатному спектру средних содержаний, а также уровню суммарных содержаний (1634.6-2999.5 г/т), апатит весьма сходен с апатитами из щелочно-ультраосновных комплексов Маймеча-Котуйской провинции Сибирской платформы (Ланда и др., 1982).

Пикроильменит образует три вида кристаллов: 1) мелкие (до 30 мкм) включения в краевых частях магнетита; MgO-15.02 вес. %, MnO-2.34 вес. %; 2) футляровидные таблитчатые (60x340 мкм) сростки с магнетитом; MgO-10.93-11.83 вес. %, MnO-0.69-1.24 вес. %; 3) позднемагматические крупные идиоморфные таблитчатые, формирующиеся совместно с интерстициальными серпентином, пиритом, Si-Ca-содержащим Al-Mg-магнетитом, клинохлором; по составу они сходны со 2-ым пикроильменитом, но в краевой части зафиксирован резкий рост MnO до 10.80 вес. %, MgO снижается до 1.32 вес. %. Минерал сходен по составу с пикроильменитами из щелочно-ультраосновных комплексов, которые относятся (Гаранин и др., 1978) к серии MgTiO₃-FeTiO₃-MnTiO₃ и обеднены, в отличие от кимберлитовых, хромом и алюминием

Перовскит обнаружен в виде: 1) отдельных корродированных кристаллов в интерстициальной серпентиновой массе (рудные форстерититы); 2) сложных сростков с магнетитом; 3) обрастающих форстерит кристаллов, которые, в свою очередь, окаймляются Al-Mg-магнетитом; 4) кристаллов с “рубашкой” Mg-Mn-ильменита, погруженных в интерстициальный серпентин. Отмечается развитие двойников типа “песочные часы”, двойниковых полос, а также зональность. В сростаниях с магнетитом перовскит идиоморфен, что подчёркивается ступенеобразной поверхностью контакта, обусловленной, по-видимому, растущими гранями октаэдра.

Список литературы

Амиржанов А. А. Геохимия и минералогия пород фоскоритовой серии и связанных с ними метасоматитов в железорудных месторождениях Ангарской провинции // Автореф. дис. на соиск. к. г.- м. н. Иркутск. 1996.

Амиржанов А. А., Суворова Л. Ф. Особенности состава и генезис магнетита из железорудных месторождений Ангарской провинции (Россия) // Геология руд. месторождений. 1999. № 2. С. 171-182.

Амиржанов А. А. Обогащенные Si, Ca, Al и Mg магнетиты из железорудных месторождений Ангарской провинции // ЗВМО. 2000. № 1. С. 65-75.

Гаранин В. К., Кудрявцева Г. П., Лапин А. В. Типоморфные особенности ильменита из кимберлитов, массивов щелочных ультраосновных пород и карбонатитов // Геол. рудн. местор., 1978. № 4. С. 3-32.

Ланда Э. А., Краснова Н. И., Тарновская А. Н., Шергина Ю. П. Распределение редкоземельных элементов и иттрия в апатитах из массивов щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов и вопросы генезиса апатитовой минерализации // Геохимия, 1983. № 1. С. 91-101.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ (U-Pb, Lu-Hf) СОСТАВ ЦИРКОНА КАК ИНДИКАТОР
ГЕНЕЗИСА НЕОАРХЕЙСКОЙ КЕЙВСКОЙ ЩЕЛОЧНОЙ ПРОВИНЦИИ
БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Ветрин В.Р.^{1,2} (vetrin.val@gmail.com), Белоусова Е.А.³

Кольское отделение РМО, ¹Геологический ин-т Кольского НЦ РАН, Апатиты, Россия; ²Институт минералогии, геохимии, кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ), Москва, Россия; ³Macquarie University, Sydney, Australia

ISOTOPE-GEOCHEMICAL (U-Pb, Lu-Hf) COMPOSITION OF ZIRCON AS AN
INDICATOR OF THE ORIGIN OF THE NEOARCHEAN KEIVY ALKALINE PROVINCE
OF THE BALTIC SHIELD

Vetrin V.R.^{1,2}, Belousova E.A.³

Kola Branch of the RMS; ¹Kola Science Center, Russian Academy of Science, Apatity, Russia; ²Institute of Mineralogy, Geochemistry, and Crystal Chemistry of Rare Elements (IMGRE), Moscow, Russia; ³Macquarie University, Sydney, Australia

В восточной части Кольского полуострова щелочными гранитами, граносиенитами, кварцевыми сиенитами, нефелиновыми и щелочными сиенитами образована неархейская Кейвская щелочная провинция площадью более 2500 км². Ее наиболее ранние магматические производные представлены ассоциацией латитов-монцитов-гранитов (АЛМГ) с возрастом 2674±6 млн. лет. В составе провинции преобладают щелочные и субщелочные граниты, граносиениты, кварцевые сиениты (2674–2666 млн. лет, Mitrofanov et al., 2000; Vetrin et al., 2014), образующие массивы площадью до 1300 км². Щелочной магматизм провинции завершился формированием Сахарйокского массива щелочных и нефелиновых сиенитов с возрастными, соответственно, в 2645±7 и 2613±35 млн. лет (Vetrin et al., 2014; Баянова, 2004).

Эффективным геохимическим критерием природы расплавов является изотопный состав Hf в цирконе, поскольку циркон остается устойчивым во многих геологических процессах, сохраняя Hf-изотопный состав исходных магм. Существенная информация о принадлежности расплавов к мантийным или коровым производным, а также об эволюции исходных расплавов может быть получена также при сопоставлении данных по изучению Lu-Hf и Sm-Nd изотопных систем в цирконе и вмещающих его породах.

Преобладающая часть изученных кристаллов циркона из гранитоидов Кейвской щелочной провинции представлена неархейским зональным цирконом магматического генезиса. В щелочных гранитах присутствует метаморфогенный циркон палеопротерозойского возраста, образующий каймы вокруг зональных кристаллов. В нефелиновых сиенитах Сахарйокского массива помимо кристаллов магматического генезиса изучен циркон гидротермального и метаморфогенного генезиса с возрастными, соответственно, 1832±7 и 1784±13 млн. лет.

Изотопный состав Hf в 75 датированных на SHRIMP II кристаллах циркона определен в Университете Маквари, Сидней, Австралия методом лазерной абляции по методике (Griffin et al., 2000). Измерения изотопного состава Nd в породах, из которых был выделен и проанализирован циркон, выполнены на масс-спектрометре TRITON TI фирмы ThermoFinnigan MAT в ЦИИ ВСЕГЕИ и ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург). Концентрации элементов-примесей в породах определены в ИМГРЭ (г. Москва) методом ICP-MS на приборе Elan 6100 DRC с ошибками определения редких и редкоземельных элементов не более 5–7%.

В результате выполненных исследований получены следующие результаты:

- Близкие к хондритовым средние значения $\epsilon\text{Hf}(T)$ в цирконах из пород АЛМГ и щелочных гранитов определяют в них наличие мантийной компоненты. В то же время для вмещающих циркон гранитоидов свойственны отрицательные значения $\epsilon\text{Nd}(T)$, высокие концентрации ряда редких элементов и повышенные значения отношений Y/Nb (1.9–2.5), Yb/Ta (3.4–3.7) и $\text{Th/U}=5.7$, характерные для гранитов, образованных за счет коровых источников. Приведенные данные свидетельствуют о мантийно-коровом составе исходных расплавов АЛМГ и щелочных гранитов.

- По изотопным составам Hf в цирконе и Nd во вмещающих породах щелочные сиениты Сахарйокского массива имеют изотопный состав циркона с $\epsilon\text{Nd}(T)$ и $\epsilon\text{Hf}(T) \leq 0$. Происхождение исходных расплавов для таких пород могло происходить при плавлении субконтинентальной литосферной мантии, испытавшей процессы метасоматоза в результате плюм-литосферного воздействия.

- Метаморфогенный циркон оболочек кристаллов и циркон гидротермального генезиса имеют нерадиогенные значения $\epsilon\text{Hf}(T)$ и $\epsilon\text{Nd}(T)$, что было обусловлено, вероятно, их кристаллизацией из палеопротерозойских флюидов существенно корового генезиса.

- Тесная возрастная и пространственная взаимосвязь основного и щелочного магматизма позволяют полагать, что около 2.7 млрд. лет назад к основанию Кейвского мегаблока всплыл глубинный диапир (плюм). При дифференциации плюма были образованы базитовые расплавы, вызывавшие плавление метасоматически измененных пород субконтинентальной литосферной мантии и коры с образованием кремнекислых выплавов, при дифференциации которых происходило образование расплавов, исходных для щелочных пород провинции.

Исследования выполнены по теме НИР 0226-2019-0052 ГИ КНЦ РАН при частичной поддержке госконтракта № 13/17-1 (ИМГРЭ).

Список литературы

Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб: Наука. 2004. 174 с.

Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E., Jackson S.E., O'Reilly S.Y., van Acherberg E., Shee S.R. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2000. V. 64. P. 133–147.

Mitrofanov F.P., Zozulya D.R., Bayanova T.B., Levkovich N.V. The world's oldest anorogenic alkaline granitic magmatism in the Keivy structure of the Baltic Shield. *Doklady Earth Sci.* 2000. Vol. 374. P. 1145—1148.

Vetrin V.R., Skublov S.G., Balashov Yu.A., Lialina L.M., Rodionov N.V. The time of formation and genesis of yttrium-zirconium mineralization of the Sakharjok massif, Kola Peninsula. *Zapiski RMO (Proc. Russian Miner. Soc)*. 2014. No. 2. P. 1—22 (in Russian, English translation: *Geol. Ore Deposits*. 2014. Vol. 56. No. 8. P. 603—616).

ПИРОКСЕНЫ ТИТАНОНОСНЫХ РАССЛОЕННЫХ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ
МАССИВОВ (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)

Гонгальский Б.И. (brgon@mail.ru), Криволицкая Н.А., Кузьмин Д.В.
Московское отделение РМО, ИГЕМ РАН, ГЕОХИ РАН, ИГМ СО РАН

PYROXENES OF THE TITANIUMBEARING MAFIC-ULTRAMAFIC INTRUSIONS
(EASTERN SIBERIA)

Gongalsky B., Krivolutskaya N., Kuzmin D.
Moscow Branch of the RMS, IGEM RAS, GEOKHI RAS, IGM SB RAS

В краевых зонах Сибирской платформы установлены ареалы разновозрастного ультрамафит-мафитового магматизма, которые фиксируют положение рудных провинций с уникальными месторождениями черных, цветных и благородных металлов. К ним относятся палеопротерозойские интрузивы Северного Забайкалья и раннемезозойские массивы Таймырского полуострова. Среди главных породообразующих минералов этих интрузивных тел важная роль принадлежит пироксенам. Благодаря устойчивости в широком диапазоне температур и давлений, а также разнообразию изоморфных замещений, он относится к числу наиболее распространенных минералов земной коры и верхней мантии (Cawthorn, 2020). Соотношения его с другими минеральными фазами в породах, изменения состава характеризуют особенности кристаллизации пород и процессов концентрирования полезных компонентов. Для исследования нами были выбраны пироксены двух крупных массивов, внутренне строение и рудоносность которых имеют много общего, с ними связаны Fe-Ti-V и Cu-Ni руды: Чинейский и Дюмталейский массивы, расположенные соответственно на севере и юге Восточной Сибири.

Чинейский лополит мощностью 2.5 км образован несколькими группами пород, между которыми установлены интрузивные взаимоотношения (Гонгальский, 2015) (от ранних - к поздним): 1) пироксениты, габбро, анортозиты, сохранившихся в виде ксенолитов среди более поздних образований; 2) высокотитанистые габброиды, объединенные снизу вверх в титаномагнетит-габбровую и лейкогаббровую серии; 3) низкотитанистые габброиды (норитовая серия) в приподошвенной части массива; 4) магматические брекчии с лампрофировым и габброноритовым цементом, габброидные дайки. Основной объем плутона представлен породами второй и третьей групп. Дюмталейский интрузив представляет собой пластинообразное тело мощностью 600 м, сложенное в верхней части (300 м) титаномагнетитовыми габбро и оливиновыми габбро, а в нижней (300 м) – верлитами, гарцбургитами (Krivolutskaya, Gongalsky, 2013). В обоих массивах расслоенные титаномагнетитовые породы в центральных их частях образуют рудные тела, а в приподошвенной части установлены сульфидные руды.

Нами были изучены составы пироксенов из всех указанных выше разновидностей пород обоих массивов (более 1000 зерен), для наглядности только часть их нанесена на диаграмму En-Wo-Fs (Рисунок). Все точки составов расположены в левой части диаграммы, т.е. в магниальной области. Пироксены Чинейского массива представлены преимущественно субкальциевыми авгитами, пижонитами и гиперстенами. Большинство составов пироксенов 2-ой и 3-ей групп относятся к гиперстенам и авгитам, хотя в третьей группе преобладают гиперстены. Во второй группе отмечаются инвертированные пижониты. Они имеют зональное строение: ламели клинопироксена приурочены к центральным частям зерен, ортопироксеновая матрица состава ($\text{En}_{62,2}\text{Fs}_{35,0}\text{Wo}_{2,8}$) включает в себя ламелли клинопироксена ($\text{En}_{39,6}\text{Fs}_{16,6}\text{Wo}_{42,8}$). Составы более крупных зерен магниальной области содержат меньше волластонитового минала ($\text{En}_{42,6}\text{Fs}_{21,4}\text{Wo}_{35,0}$) по

сравнению клинопироксеном из ламелей. В дайке габброноритов все пироксены соответствуют пижониту, точки которого смещаются от магнизиальных к железистым разновидностям. По двухпироксеновому геотермометру по составам клинопироксенов из ламелей и основного ортопироксена температура распада составляет 843-876°C.

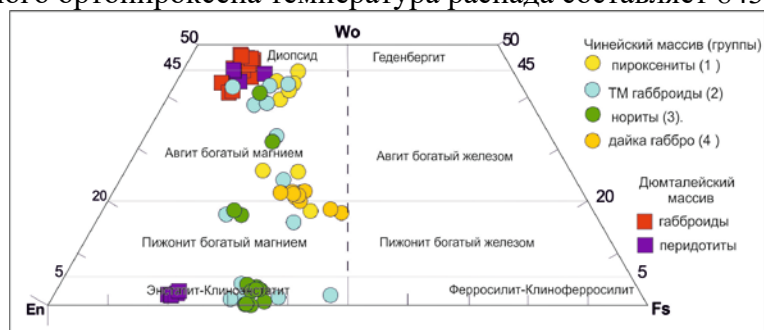


Рис. Диаграмма En-Wo-Fs для пироксенов Чинейского и Дюмталейского массивов

Составы пироксенов из Дюмталейского массива образуют локальное поле точек, расположенное на границе диопсида и авгита, и только часть составов из нижней ультрамафитовой зоны попадают в область бронзита.

Температуры кристаллизации пироксенов были оценены по клинопироксеновому геотермометру (Putirka, 2008) и с помощью ЭВМ-модели «Комагмат». Они дали близкие результаты для всех групп пород Чинейского массива (1130°C), за исключением последней группы, в которой пироксен кристаллизовался при $T=1080^{\circ}\text{C}$. Пироксены Дюмталейского массива образовались при несколько более высоких температурах, в среднем близким к 1180°C.

Несмотря на различия в составе магм и температур их кристаллизации, процессы фракционной кристаллизации, вероятно проявленные неоднократно, привели к формированию очень сходных по строению и составу титаномагнетитовых руд в изученных массивах.

Авторы признательны академику А.В. Соболеву за возможность получения прецизионных анализов пироксенов. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 18-05-70094).

Список литературы

- Гонгальский Б.И. Месторождения уникальной металлогенической провинции Северного Забайкалья. М.: ВИМС. 2015. 248 с.
- Cawthorn R. G. Massive pyroxene compositional oscillations on a metre scale in the Pyroxenite Marker. northern limb. Bushveld Complex. South Africa // *Lithos*. 2020. 356–357
- Gongalsky B., Krivolutsкая N. World-Class Mineral Deposits of Northeastern Transbaikalia. Siberia. Russia. Springer. 2019. 321 p.
- Krivolutsкая N.A., Gongalsky B.I. Dymtaleysky massif. Taimyr. Russia: a magmatic derivation from a complex mantle source // In: *Mineral research for a high-tech world*. Sweden. Uppsala. 2013. V. 3. P. 1036-1040.
- Putirka K. Thermometers and barometers for volcanic systems. // In: Putirka K., Tepley F. (Eds.). *Minerals. Inclusions and Volcanic Processes Review in Mineralogy and Geochemistry*. Miner. Soc. Am. 2008. 69. P. 61-120.

РУДНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ДРЕВНИХ (2.74 МЛРД ЛЕТ)
САНУКИТОИДОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА

Дмитриева А.В. (dmitrievaa-v@yandex.ru)
Карельское отделение РМО, ИГ КарНЦ РАН

ORE-GEOCHEMICAL SPECIALIZATION OF THE OLD (2.74 Ga) SANUKITOIDS
EASTERN PART OF THE KARELIAN CRATON

Dmitrieva A.V.

Karelia Branch of the RMS, Institute of Geology, KarR RAS

В строении архейских гранит-зеленокаменных областей наряду с супракрустальными толщами зеленокаменных поясов, тоналит-трондьемит-гранодиоритовыми комплексами (ТТГ) и ранними гранито-гнейсами выделяют специфическую группу высоко-Mg гранитоидов, одновременно обогащенных как совместимыми, так и несовместимыми элементами, получивших название «санукитоиды».

Санукитоидный магматизм Балтийского щита охватывает интервал времени 2.75-2.68 млрд лет. В настоящее время к санукитоидной серии отнесено около 30 массивов, приуроченных к разновозрастным доменам с различной историей геологического развития.

Древние санукитоиды с возрастом ~2.75-2.73 млрд лет развиты в восточной части Балтийского щита и расположены в пределах древнего Водлозерского (с ядрами ТТГ-гнейсов > 3 млрд лет) и Центрально-Карельского (с ювенильной корой) доменов. Они приурочены к зеленокаменным поясам, тектоническим разломам, прорывают супракрустальные толщи и ранние гранитоиды, различаются количеством и составом магматических фаз, а также рудно-геохимической специализацией.

Санукитоиды Водлозерского домена развиты на его западной и северо-западной окраине, приурочены к мезоархейскому (3.05-2.85 млрд лет) Водлозерско-Сегозерскому зеленокаменному поясу (Чалка, Хаутаваара, Эльмус, Бергаул). Состав массивов разнообразен. Чалкинский плутон сложен биотит-роговообманковыми диоритами и кварцевыми диоритами. Хаутаваарский интрузив дифференцирован от монцогаббродиоритов и монцодиорит до граносиенитов и монцогранитов. Эльмусский массив включает метапироксениты, монцодиориты и кварцевые монцодиориты. Бергаул сложен диоритами и кварцевыми диоритами, гранодиоритами и монцогранитами. Для большинства массивов характерно преобладание в геологическом строении гранитоидов, в незначительной степени представлена более основная ранняя фаза.

Древние санукитоиды Центрально-Карельского домена расположены в его восточной и юго-западной частях. В восточной части домена они приурочены к Западно-Сегозерскому зеленокаменному поясу (2.84-2.78 млрд лет). К ним относятся массивы Панозерский, Сяргозерский, Шаравалампи, Западно-Хижъярвинский, Аминдомаоя. Интрузивы имеют концентрически-зональное строение или формируют протяженные дайкообразные тела, контролируются глубинными разломами. Панозерский массив имеет многофазное строение, сложен метапироксенитами и преимущественно монцодиоритами трех магматических циклов (Лобач-Жученко и др., 2007). Сяргозерский, Шаравалампинский и Западно-Хижъярвинский массивы сложены метапироксенитами, в разной степени представленными по объему, сиенитами и кварцевым сиенитами. В юго-западной части домена массивы развиты в пределах южной части зеленокаменного пояса Иломантси (2.78-2.75 млрд лет): Тасанваара, Куйттила, Сисманъярви. Они имеют

однофазное (тоналит-грандьемитовые интрузивы Тасанваара и Куйттила) и двухфазное (монцодиорит-тоналитовый интрузив Сисманъярви) строение.

Среди древних санукитоидов Балтийского щита по типу рудно-геохимической специализации можно выделить две группы массивов. К первому типу относятся интрузивы пироксенит-сиенитовой и пироксенит-монцонитовой серии, ко второму – преимущественно гранитоидного состава.

Первый тип массивов характеризуется высокой суммой щелочей (до 11.5 %) и $mg\#$ (0.73-0.51), выделяется высокими концентрациями Ba (до 4300 ppm), Sr (до 4000 ppm), REE (до 1460 ppm) и одновременно Cr, Ni, V, Co. Рудно-геохимическая специализация массивов Ba-Sr-REE-P-Ti и (Au-Pt)-Cu. Редкоземельная минерализация представлена алланитом, Се-содержащими эпидотом, титанитом и апатитом, бастнезитом. (Au-Pt)-Cu – сульфидами (халькопиритом, борнитом), теллуридами Pt, Pd и Au ($\Sigma ЭПГ + Au$ до 0.46 г/т). Комплексные проявления, связанные с массивами первого типа, промышленного интереса не представляют.

Второй тип массивов обладает переменным содержанием щелочей, породы отвечают как нормальной, так и умереннощелочной серии, для них характерны более низкие содержания REE (до 350 ppm), Ba (до 2000 ppm), Sr (до 1200 ppm) и повышенные концентрации Th, Zr, Mo, Pb, W, Au, Bi, Te. С интрузивами и зонами расланцевания в их экзоконтакте связана жильная или штокверковая рудная минерализация, представленная пиритом, молибденитом, золотом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, пирротинном, Bi-Te-Ag-Pb-фазами в разных соотношениях. Санукитоиды второго типа являются перспективными на поиски золоторудной минерализации и вызывают большой интерес у производственных организаций.

Таким образом, среди разновозрастных (~2.74 млрд лет) массивов санукитоидов восточной части Балтийского щита выделяется два типа, имеющих принципиально разную геохимическую и металлогеническую специализацию.

Список литературы

Лобач-Жученко С.Б., Роллинсон Х., Чекулаев В.П. и др. Геология и петрология архейского высококалийного и высокомагнезиального Панозерского массива Центральной Карелии // Петрология. 2007. Т. 15. № 5. С. 493-523.

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ РУДНЫХ И СОПУТСТВУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ ВО
ВТОРИЧНЫХ ОРЕОЛАХ РАССЕЙНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЕРЕЗИТОВОЕ
(АМУРСКАЯ ОБЛ.)

Дурова Е.В.¹ (st068755@student.spbu.ru), Морозов М.В.^{1,2} (docentmorozov@mail.ru)
Санкт-Петербургское отделение РМО. ¹ Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет. ² ООО «Теллур С-В», Санкт-Петербург

CHEMICAL FORMS OF ORE AND ASSOCIATED ELEMENTS IN SOIL ELEMENT
HALOES OF THE BEREZITOVOYE DEPOSIT (AMUR DISTRICT, RUSSIA)

Durova E.V.¹, Morozov M.V.^{1,2}

Saint Petersburg Branch of the RMS. ¹ Institute of Earth Sciences, Saint Petersburg State University ² "Tellur N-E", llc, Saint Petersburg, Russia

Возрастающая проблема поиска «трудно открываемых», или «скрытых» месторождений требует разработки эффективных методик поисков глубоко залегающих рудных тел. К перспективным геохимическим инструментам относятся технологии поисков по т. н. наложенным («солевым», «сорбционным») ореолам рассеяния, образованных легко мобилизуемыми (подвижными) химическими формами концентрации элементов (Александрова и др., 2015; Миляев и др., 2017; Олейникова и Панова, 2014; Mann, 2010). Геохимическая информативность разных видов подвижных форм рудных и сопутствующих им в аномальных геохимических полях элементов была изучена на примере вторичных ореолов рассеяния золоторудного месторождения Березитовое (Амурская область) (Стриха, 2000).

В работе использован универсальный метод постадийных вытяжек, который был оптимизирован для анализа содержаний элементов в поглощающих комплексах, наиболее типичных для горно-таежных почв Восточной Сибири. Изучались пять форм нахождения элементов: водорастворимая, легкосорбированная, связанная с органикой, связанная с карбонатами, связанная с (гидро)оксидами Fe и Mn. Для анализа использовалось вещество иллювиального горизонта почвы (В, в случае горных примитивных почв – переходного от В к С), являющееся наиболее тонкозернистым и представленным основными поглощающими вещественными комплексами (глинистый, оксидно-гидроксидный, в меньшей степени органический) (Шоба, 2011). По всем изученным пробам имелись данные валового анализа на рассеянные и некоторые почвообразующие элементы (33 элемента) методами ААС и ICP-OES (лаборатория SGS, Чита). Методика исследования представлена в таблице.

Табл. Схема постадийной экстракции.

Стадия	Фракция	Экстрагент	Объем, мл	Время на шейкере, мин.	Промывка, мл
1	Водорастворимая	H ₂ O	50	1080	3 × 100
2	Легкосорбированная	BaCl ₂ (1M)	10	60	5 × 100
3	Связанная с органикой	Na ₄ P ₂ O ₇	20	180	2 × 50
4	Связанная с карбонатами	CH ₃ COOH+ CH ₃ COONa	20	80	5 × 50
5	Связанная с оксидами /гидроксидами Fe, Mn	HCl (6M)	25	90	2 × 50

Вытяжки после каждой стадии анализировались на ICP-OES спектрометре ICP-9000 (Shimadzu) в РЦ «Методы анализа состава вещества» (СПбГУ) на содержания Cd, Cr,

Cu, Fe, Mn, Ni, Pb, Sr, Zn. Доля элементов в подвижных формах от общего содержания элемента в пробе варьирует для Fe от 2 до 13%, Cd - до 15%, Cr - от 0,4 до 3%, Cu - от 9 до 25%, Mn - от 1 до 4%, Ni от 0,7 до 9%, Pb - до 29%, Sr - от 0,5 до 1%, Zn - от 3 до 8%. Для Cd, Pb наименьшие содержания не превысили нижний предел обнаружения.

В водорастворимой фракции присутствуют: Fe (до 0,5-0,6%); Mn (до 2,3%), Sr (до 10,4%). В легкосорбированной фракции обнаружены Fe (до 0,1%), Mn (до 2,4%), Sr (до 41,0%), Zn (до 0,9%). Во фракции, связанной с органическим веществом, обнаружены Fe (до 6,3%), Cr (до 11,1%), Cu (до 2,4%), Sr (до 26,2%), Zn (до 3,3%). Во фракции, связанной с карбонатами, обнаружены Fe (до 0,1%), Cd (до 100%), Cr (до 1,6%), Cu (до 0,7%), Sr (до 3,4%). Во фракции, связанной с оксидами и гидроксидами железа и марганца, обнаружены Fe (до 99,6%), Cd (до 100%), Cr (до 99,7%), Cu (до 100%), Mn (до 99,7%), Ni (до 100%); Pb (до 100%), Zn (до 100%). Доля подвижных форм элементов относительно общего количества элементов в пробе, в среднем, не превышает 50%. Набор элементов, характерных для каждой фракции различен, их количество также отличается: для водорастворимой фракции характерно накопление Fe, Mn, Sr; для легкосорбированной - Fe, Mn, Sr, Zn; для фракции связанной с органическим веществом - Fe, Cr, Cu, Sr, Zn; для фракции, связанной с карбонатами - Fe, Cd, Cr, Cu, Sr; для фракции, связанной с гидро(оксидами) железа и марганца - Fe, Cd, Cr, Cu, Mn, Ni, Pb, Zn. Некоторые элементы демонстрируют сходное поведение: Ni и Pb экстрагируются только на 5 стадии; Cr, Cu - на 3, 4 и 5 стадиях в примерно одинаковых количествах. Результаты работы демонстрируют, что наиболее геохимически информативными являются формы нахождения элементов, связанные с оксидами и гидроксидами железа и марганца, в которых содержания экстрагированных элементов, как минимум, на порядок выше, чем в прочих формах.

Исследования проведены с использованием оборудования ресурсного центра Научного парка СПбГУ «Методы анализа состава вещества». Авторы выражают глубокую благодарность М. В. Чарыковой (каф. геохимии СПбГУ) за всестороннюю поддержку, а также Е. Б. Серебрякову и О. В. Волиной (РЦ МАСВ СПбГУ) за организационную и методическую помощь.

Список литературы

Александрова Т.Н., Ромашев А.О., Янсон У.М. Исследование возможности извлечения редких элементов из черносланцевых пород // Горный информационно-аналитический бюллетень, 2015, № 6. С. 124-128

Миляев С.А., Кряжев С.Г., Виленкина Ю.В. Ионно-сорбционный метод литохимических поисков скрытых полиметаллических месторождений: общие принципы, опыт применения // Руды и металлы, 2017, № 2. С. 60-68.

Олейникова Г.А., Панова Е.Г. Диализ водных экстрактов горных пород как метод изучения подвижных видов химических элементов // Геохимия, 2014, т. 52, № 8. С. 702-706.

Стриха В.Е. и др. Геология Хайктинского интрузивного комплекса (Верхнее Приамурье) // Тихоокеанская геология. 2000. № 5. С. 25-37.

Шоба С.А. (ред.). Национальный атлас почв Российской Федерации. М.: Астрель, 2011. 631 с.

Mann, A.W. Strong versus weak digestions: ligand-based soil extraction geochemistry / Geochemistry Explor. Environ. Anal., 2010, v. 10, № 1, pp. 17-26.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЖЕЛТЫХ АЛМАЗОВ КУБИЧЕСКОГО ГАБИТУСА ИЗ КИМБЕРЛИТОВ

Зедгенизов Д.А.^{1,2} (zed@igm.nsc.ru), Лапега А.В.¹

¹Уральское отделение РМО, Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого Уральского отделения РАН,

²Западно-Сибирское отделение РМО, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения РАН

MINERALOGICAL FEATURES OF YELLOW CUBOID DIAMONDS FROM KIMBERLITES

Zedgenizov D.A.^{1,2}, Lapega A.V.¹

¹Ural Branch of RMS, A.N.Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the RAS

²West Siberian Branch of RMS, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the RAS

Желтые алмазы кубического габитуса относятся ко II минералогической разновидности по классификации Ю.Л. Орлова, 1984. Такие кристаллы достаточно часто встречаются в россыпях северо-востока Сибирской платформы, но относительно редко в кимберлитовых трубках (Зинчук, Коптиль, 2003). По данным изучения таких алмазов из россыпей было показано, что, помимо отличительной окраски и морфологии, для них характерны специфический набор дефектно-примесных центров и облегченный изотопный состав углерода (Zedgenizov et al., 2016). Поиск аналогов алмазов II разновидности в кимберлитах, однако, может иметь важное значение для определения возможных коренных источников алмазов из россыпей. В связи с этим, в настоящей работе было проведено изучение минералогических особенностей желтых алмазов кубического габитуса из кимберлитов и их сопоставление с подобными алмазами из россыпей.

Для исследования были отобраны желтые алмазы кубического габитуса из кимберлитовых трубок Удачная и Юбилейная. Отобранные алмазы были представлены прозрачными и полупрозрачными кристаллами кубического габитуса и полуокруглыми индивидами с различными скульптурами растворения на ограничивающих поверхностях. Формы растворения, как правило, доминируют на поверхности граней, и во многих случаях полностью вытесняют не только скульптуры роста, но и первичные контуры вершин и ребер кубоида. Исследование ориентированных пластинок выявило неоднородное внутреннее строение алмазов II разновидности. Многие изученные алмазы имеют зоны с разной интенсивностью желтой окраски. В режиме катодолюминесценции во многих случаях в строение таких кристаллов выделяется две и более контрастных области. В некоторых алмазах в режиме катодолюминесценции проявляется специфическая дендритоподобная структура с ориентированным развитием ветвей по направлению.

По данным ИК-спектроскопии в исследованных алмазах определено присутствие азотных дефектов А (пара атомов азота в соседних узлах решетки) и С (одиночные атомы азота), а также водородных центров 3107 см^{-1} . В спектрах многих изученных кристаллов фиксируется присутствие специфических для желтых алмазов X- и Y-центров (Hainschwang et al., 2012). Отсутствие азота в форме агрегированных В-дефектов (четыре

атома азота вокруг вакансии) свидетельствует о низкой температуре и/или коротком времени пребывания таких алмазов в мантии. Наблюдаемое изменение дефектно-примесного состава (возрастание концентрации азота и водорода от периферии к центру), отмеченное для многих кристаллов, сопровождается уменьшением степени агрегации азота ($\%A = A/(C+A)$). Такое распределение соответствует «отжиговой» модели проявления разных азотных центров в алмазах. Однако, наблюдаемая более высокая агрегация в периферических зонах некоторых изученных алмазов может быть объяснена вхождением азота непосредственно в структуру таких алмазов виде агрегированных парных атомов.

Полученные данные показывают, что желтые алмазы кубического габитуса из разных кимберлитовых трубок различаются по набору характеристик дефектно-примесного состава, изотопного состава углерода и состава микровключений. Для алмазов из трубки Юбилейная установлен широкий диапазон вариации по содержанию азота ($N = 20-1250$ ppm) и степени агрегации ($\%A = 5-95$), в то время как для алмазов из трубки Удачная вариации более ограничены ($N = 950-1350$ ppm, $\%A > 65$). Изотопный состав углерода ($\delta^{13}C$, VPDB), проанализированный в алмазах из трубки Юбилейная, варьирует от $-21,1$ до $-5,8$ ‰, а в алмазах из трубки Удачная от $-5,6$ до $-2,3$ ‰. В некоторых алмазах из обоих месторождений наблюдается изменение изотопных характеристик углерода до 2 ‰. Микровключения, зафиксированные в некоторых изученных алмазах, свидетельствуют о преимущественно силикатном составе среды их кристаллизации. При этом, однако, микровключения в алмазах из трубки Юбилейная в большей степени обогащены карбонатитовой составляющей. По набору определенных в настоящей работе характеристик только желтые алмазы из кимберлитовой трубки Юбилейная являются аналогами соответствующих алмазов II разновидности из россыпей северо-востока Сибирской платформы.

Исследование морфологии и внутреннего строения кристаллов выполнены в рамках Государственного задания ИГГ УрО РАН, исследования дефектно-примесного состава, изотопного состава углерода и микровключений были поддержаны РФФИ (грант № 20-05-00338).

Список литературы

- Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. М.: Наука. 1984. 170 с.
- Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. М.: Недра. 2003. 603 с.
- Zedgenizov D.A., Kalinina V.V., Reutsky V.N., Yuryeva O.P., Rakhmanova M.I. Regular cuboid diamonds from placers on the northeastern Siberian platform // Lithos. 2016. V. 265, P. 125-137.
- Hainschwang T., Fritsch E., Notari F., Rondeau B. A new defect center in type Ib diamond inducing one phonon infrared absorption: The Y center // Diam. Relat. Mater. 2012. V. 21. P. 120-126.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ИНДИЯ В СФАЛЕРИТАХ ПИТКЯРАНТСКОЙ ГРУППЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (КАРЕЛИЯ)

Ивашенко В.И. (ivashche@krc.karelia.ru)
Карельское отделение РМО. ИГ КарНЦ РАН

FEATURES OF THE DISTRIBUTION OF INDIUM IN THE SPHALERITES OF THE PITKYARANTA GROUP DEPOSIT (KARELIA)

Ivashchenko V.I.
Karelia Branch of the RMS. IG KarRC RAS

Руды Питкярантской группы скарновых месторождений характеризуются высокими содержаниями индия и наличием его собственного минерала – рокезита (Valkama, 2009; Иващенко и др., 2011; Valkama et al., 2016). Главным минералом-концентратором индия в рудах является сфалерит (рис.).

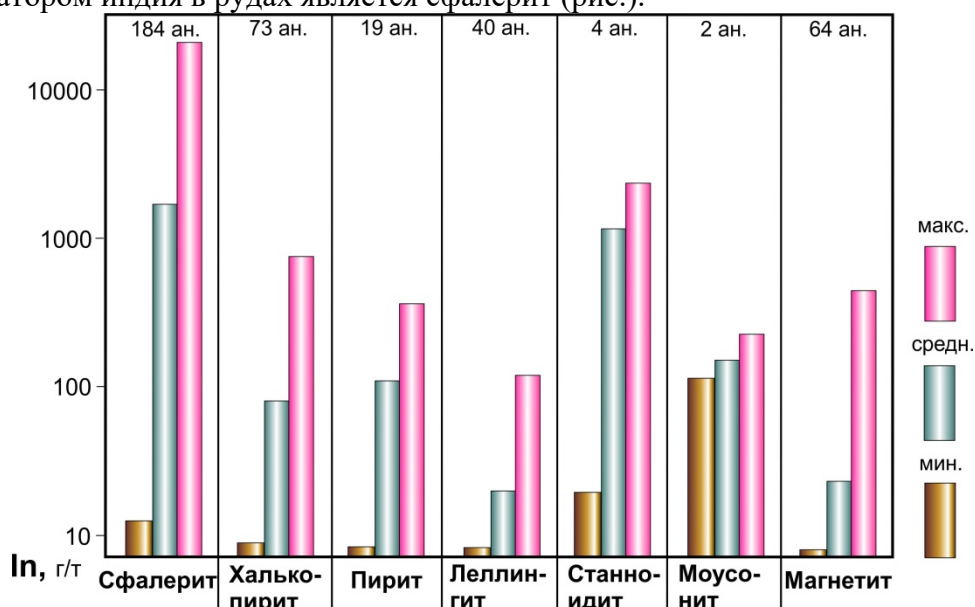


Рис. Содержание индия в рудных минералах Питкярантских месторождений (LA-ICP-MS анализ, Центр коллективного пользования ФИЦ КарНЦ РАН)

В рудах большинства Питкярантских месторождений сфалерит представлен несколькими генерациями (2-3), особенности распределения индия в которых отличаются различным проявлением корреляционной зависимости In с Fe, Cu, Mn, Cd, Ge, Ga, Au. Максимальные содержания In (1,5%) и Au (26,2 г/т) в сфалерите и их положительная корреляция характерны для пропилитизированных скарнов, не содержащих рокезита. Повышенное среднее содержание Au в сфалерите (1,47 г/т, 146 ан.), вероятно, обусловлено высокими концентрациями в нем индия, благоприятствующими согласно экспериментальным данным (Тонкачев и др., 2019) вхождению его в кристаллическую структуру данного минерала по схемам: $Au^+ + In^{3+} \leftrightarrow 2 Zn^{2+}$ или $Au^+ + Fe^{3+} \leftrightarrow 2 Zn^{2+}$.

В целом наиболее высокие содержания индия в сфалерите (0,5-1,5%) установлены для рудных минеральных ассоциаций, не содержащих халькопирит. Однако для собственно индиевого минерала – рокезита ассоциация сфалерита и халькопирита является характерной. Причем сфалерит в этой ассоциации отличается невысокими концентрациями индия (260-657 г/т), значительно ниже среднего (2001 г/т) для сфалеритов всех месторождений Питкярантской группы. Отношение содержания In в

сфалерите к содержанию In в халькопирите (In_{Zn}/In_{Cu}) в рокезитсодержащих ассоциациях варьирует в пределах 2-4, а в не содержащих рокезит, сфалерит которых имеет высокие содержания In (0,08-1,5%), обычно во много раз выше (10-215).

Невысокие значения «ppmIn/%Zn» отношения (6, 8, 51) в рокезитсодержащей полиметаллической руде, существенно меньше предложенных - >50-100 (Cook et al., 2011), как минимальных для образования собственно индиевых минералов, и морфология выделений рокезита (микропрожилки совместно со станноидитом в халькопирите, претерпевшего распад твердого раствора с выделением станнина, зерна на границе сфалерита и халькопирита) свидетельствуют о вероятности его образования за счет индия, высвобождавшегося при упорядочивании структур сфалерита и халькопирита. Вероятно это происходило на этапе внедрения литий-фтористых гранитов, завершающих становление многофазного Салминского батолита.

Установленные рядом исследователей (Dill et al., 2013 и др.) параметры «indium window» (0,2-0,6% Cd), благоприятные для вхождения максимальных количеств индия в решетку сфалерита, на Питкярантских рудных объектах находят свое подтверждение с некоторыми отличиями по значениям содержаний Cd – 0,6-1,2% и по наличию намечающегося второго «indium window» в области более высоких концентраций Cd (3,5-5%). Отмечаются также «indium window» по содержаниям Fe (0,01-1% и 3-10%) и Mn (0,01-0,6%).

Финансовое обеспечение исследований осуществлялось из средств федерального бюджета на выполнение государственного задания КарНЦ РАН (Институт геологии КарНЦ РАН)

Список литературы

Иващенко В.И., Валкама М., Сундблад К., Голубев А.И., Алексеев В.Ю. Новые данные по минералогии и металлогении скарнов Питкярантского рудного района // Докл. АН. - 2011. Т. 440, № 2. С. 229-233.

Тонкачев Д.Е., Чареев Д.А., Абрамова В.Д. и др. Механизм вхождения Au в In-, Fe- и In-Fe-содержащие синтетические кристаллы сфалерита по данным РСМА и ЛА-ИСП-МС // Литосфера. 2019. Т. 19, № 1. С. 148-161.

Cook N., Sundblad K., Valkama M., Nygård R., Ciobanu C.L., Danyushevsky L. Indium mineralisation in A-type granites in southeastern Finland: Insights into mineralogy and partitioning between coexisting minerals // Chemical Geology. 2011. N 284. P. 62-73.

Dill H.G, Garrido M.M., Melcher F. et al. Sulfidic and non-sulfidic indium mineralization of the epithermal Au–Cu–Zn–Pb–Ag deposit San Roque (Provincia Rio Negro, SE Argentina) — with special reference to the «indium window» in zinc sulfide // Ore Geology Reviews. 2013. N 51. P. 103-128.

Trüstedt O. Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladoga-See. Helsingfors, Frenckellska tryckeriaktiebolaget // Bulletin de la commission géologique de Finlande. 1907. N 19. 333 p.

Valkama M. An ore petrological and geochemical study of the polymetallic skarn ores at Pitkäranta. Geology and mineralogy. Master's Graduate Thesis. University of Turku. Department of Geology. Faculty of Mathematics and Science. 2009. 85 p.

Valkama M., Sundblad K., Cook N. J., Ivashchenko V. I. Geochemistry and petrology of the indium-bearing polymetallic skarn ores at Pitkäranta, Ladoga Karelia, Russia // Miner Deposita. 2016. V. 51, N 6. P. 823-839.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ПРИРОДНЫХ АЛМАЗАХ ПО ДАННЫМ КР-СПЕКТРОСКОПИИ

Калугина А.Д.¹ (a.kalugina@g.nsu.ru), Зедгенизов Д.А.^{1,2}

¹Западно-Сибирское отделение РМО, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения РАН

²Уральское отделение РМО, Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого Уральского отделения РАН

RAMAN SPECTROSCOPY OF MINERAL INCLUSIONS IN NATURAL DIAMONDS

Kalugina A.D.¹, Zedgenizov D.A.^{1,2}

¹ West Siberian Branch of RMS, V.S.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy Siberian Branch of the RAS

²Ural Branch of RMS, A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry Ural Branch of the RAS

Mineral inclusions in natural diamonds are one of the key sources of the information on mineralogy, chemical and physical parameters of the Earth's mantle. Raman spectroscopy is non-destructive method used to determine specific chemical and structural characteristics of the various substances (i.g. inclusions in natural diamonds. There are two crucial paragenesis of silicate inclusions in diamonds: peridotite (P-type) and eclogite (E-type). Mineral inclusions of different parageneses vary significantly in their chemical composition. Among the silicate minerals of peridotite paragenesis (P-type), the most common are olivine (forsterite), orthopyroxene (enstatite), garnet (pyrope-knorringite) and clinopyroxene (Cr-diopside); eclogite (E-type) association usually includes garnet (pyrope-almandine-grossular), clinopyroxene (omphacite) and rarely orthopyroxene, coesite, kyanite (Sobolev, 1977). The main factors controlling the mode position of silicate Raman spectra as a function of composition are intracrystalline pressure for the internal SiO₄ vibrational modes and kinematic coupling of vibrations for the external modes (Kolesov, 2009).

The work presents new data on the representative collection of mineral inclusions of different paragenesis in natural diamonds (garnets Grt (n = 170), clinopyroxenes Cpx (n = 50), olivines Ol (n = 36) from several deposits of the Yakutian diamondiferous province.

The P-type Grt have high Cr₂O₃ (3.91-15.9 wt.%), Mg₂O₃ (18.3-23.9 wt.%) and low CaO (0.92-8.22 wt.%) and FeO (5.94-8.44 wt.%). The E-type Grt have low Cr₂O₃ (<0.2 wt.%), MgO (7.76-15.9 wt.%) contents and high CaO (3.93-13.4 wt.%) and FeO (12.4-20.3 wt.%). The theoretical Raman spectrum of Grt contains 3A_{1g}+8E_g+14F_{2g} modes. The three most intense modes with the frequencies ~ 350 cm⁻¹, ~ 550 cm⁻¹, and ~ 900 cm⁻¹ are related to rotational (R[SiO₄]), bending (ν₂) and stretching (ν₁) vibrations of the SiO₄-tetrahedron (Kolesov, 1998). The P-type Grt have wavenumber ranges of 361.2–365.2 cm⁻¹ for R[SiO₄], 549.4–559.6 cm⁻¹ for ν₂, and 910.9–921.7 cm⁻¹ for ν₁. The E-type Grt have frequency ranges of 355.9–361.2 cm⁻¹ for R[SiO₄], 554.5–558.7 cm⁻¹ for ν₂, and 907.5–918.1 cm⁻¹ for ν₁.

The chemical composition of the Cpx inclusions varies in the range: SiO₂ 54.1-55.9 wt.%, Al₂O₃ 0.31-4.11 wt.%, Cr₂O₃ 0.32-5.73 wt.%, FeO 1.81-3.49 wt.%, MgO 13.4-18.3 wt.%, CaO 16.1-22.9 wt.%, Na₂O 0.28-3.82 wt.% for the P-type Cpx and SiO₂ 52.4-56.8 wt.%, Al₂O₃ 4.46-17.8 wt.%, Cr₂O₃ <0.29 wt.%, FeO 2.22-11.4 wt.%, MgO 5.65-15.1 wt.%, CaO 9.81-17.1 wt.%, Na₂O 3.12-8.12 wt.% for the E-type Cpx. The theoretical Raman spectrum of Cpx contains 14A_g + 16B_{1g} modes but only a few of them can be detected (i.g. ν₃, ν_{3'}, ν₄, ν₁₁, ν₁₇)

(Huang, 2000). The intense ν_{11} mode reflects stretching vibrations of the Si – O bond with bridging oxygen atoms. The Raman shifts of ν_{11} mode were observed in the ranges of 665.6–675.1 cm^{-1} for the P-type inclusions and 673.7–688.2 cm^{-1} for the E-type inclusions.

The chemical composition of Ol inclusions comprises 40.6-42.2 wt.% of SiO_2 , 6.32-9.43 wt.% of FeO, and 48.9-51.4 wt.% of MgO. The theoretical Raman spectrum of Ol contains $11A_g + 11B_{1g} + 7B_{2g} + 7B_{3g}$ modes (Chopelas, 1991). The most intense modes with the frequencies $\sim 820 \text{ cm}^{-1}$ and $\sim 850 \text{ cm}^{-1}$ reflect asymmetric $\text{Si-O}_{a\text{-str}}$ and symmetric $\text{Si-O}_{s\text{-str}}$ stretching vibrations of the SiO_4 -tetrahedron. The Raman shifts of these modes in the frequency ranges of 820.5–524.6 cm^{-1} and 854.3–856.4 cm^{-1} for inclusions with different compositions were observed.

Wide variations in the chemical composition and big Raman shifts of the positions of the intense modes for different inclusions in diamonds made let single out a number of significant correlations (r - the correlation coefficient, %). The displacements of the frequency positions of the modes responsible for the bending (ν_2) and the stretching (ν_1) vibrational of Si – O bond in Grt reflect the coupled $\text{Al} \leftrightarrow \text{Cr}$ and $\text{Mg} \leftrightarrow \text{Ca}$ isomorphism. The P-type Grt show positive ($r = 81$) and negative ($r = -83$) correlations between the position of the ν_1 mode and Mg and Ca contents, respectively; the Raman shifts of the ν_2 mode also correlate with the contents of Al ($r = 89$) and Cr ($r = -85$). The E-type Grt show dependences between the change in the position of the ν_1 mode and the contents of Ca ($r = 86$) and Mg ($r = -97$). For the Cpx Raman spectra, the displacement of the Si-O_{br} mode (ν_{11}) reflects the $\text{CaMg} \leftrightarrow \text{NaAl}$ (diopside-jade) heterovalent isomorphism: the Raman shift correlate with Na ($r = 95$), Al ($r = 97$), Ca ($r = -86$) and Mg ($r = -92$) contents. The Raman spectra of Ol inclusions reflect the isomorphism of Forsterite-Fayalite: the displacements of the $\text{Si-O}_{a\text{-str}}$ and $\text{Si-O}_{s\text{-str}}$ modes correlate with Mg # ($r = 66$ and $r = 70$, respectively).

The correlations can be applied for the evaluating of the chemical composition of inclusions in diamonds (by using Raman spectroscopy only) and for identification of garnets and clinopyroxenes of eclogitic and peridotitic parageneses according to their characteristic spectroscopic features. The results can be used for the discrimination of minerals (garnets, clinopyroxenes and olivines) of diamondiferous and non-diamondiferous parageneses.

This work was supported by the RFBR (20-05-00338).

References

- Sobolev N.V. Deep-seated Inclusions in Kimberlites and the Problem of the Composition of the Upper Mantle (Translated from the Russian edition, 1974) // Amer. Geophysical Union. 1977
- Kolesov B.A. Raman-spektroskopiya v neorganicheskoy khimii i mineralogii // Novosibirsk: Izd-vo SO RAN. 2009. pp. 189
- Kolesov B.A., Geiger C.A. Raman spectra of silicate garnets // Phys. Chem. Miner. 1998. v. 25. No 2. P. 142–151
- Huang E., Chen C.H., Huang T., Lin E.H., Ji-An Xu. Raman spectroscopic characteristics of Mg-Fe-Ca pyroxenes // Am. Mineral. 2000. No 85. P. 473-479
- Chopelas A. Single crystal Raman spectra of forsterite, fayalite, and monticellite // Am. Mineral. 1991. No 76. P. 1101- 1109

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ПО ИЗОТОПНОМУ СОСТАВУ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА
КАРБОНАТОВ МЕТАКОМАТИИТОВ КОСТОМУКШСКОЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ
СТРУКТУРЫ (КАРЕЛИЯ)

Климовская Е.Е. (klimeee@gmail.com)

Институт геологии КарНЦ РАН

FIRST DATA ON THE CARBON AND OXYGEN ISOTOPIC COMPOSITION OF
METAKOMATIITE CARBONATES OF THE KOSTOMUKSHA GREENSTONE
STRUCTURE (KARELIA)

Klimovskaya E.E.

Institute of geology of the Karelian research centre of the Russian academy of sciences

Изотопно-геохимические исследования являются основным инструментом в установлении источников вещества и флюидного режима в процессе формирования месторождений различных рудных и нерудных полезных ископаемых. В данной работе представлены первые результаты изучения стабильных изотопов углерода и кислорода в карбонатах метакоматиитов Костомукшской зеленокаменной структуры Карельского кратона Фенноскандинавского щита с целью выяснения вероятных источников минералообразующих флюидов, ответственных за образование талькового камня.

Объектами данного исследования являются метакоматииты рувинваарской свиты контоксской серии мезоархей, преобразованные в хлорит-карбонат-тальковые и карбонат-хлорит-тальковые породы (тальковый камень), имеющие практическое значение. Залежи талькового камня приурочены к линзе коматиитовых перидотитов (проявление Пентинсуо), а также толще переслаивающихся дифференцированных и недифференцированных (массивных) лавовых потоков и лавобрекчий коматиитов (месторождение Озерки) (Климовская, Иванов, 2018).

Для исследования были отобраны образцы доломита из карбонатных прожилков в карбонат-хлорит-тальковых породах из керна скважин на месторождении Озерки (4 пробы) и проявлении Пентинсуо (1 проба). Анализ изотопного состава углерода и кислорода карбонатов выполнен в ЦКП «Геонаука» ИГ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар, аналитик И.В. Смолева). Разложение карбонатов в ортофосфорной кислоте и измерение изотопного состава углерода и кислорода методом проточной масс-спектрометрии в режиме постоянного потока гелия (CF-IRMS) производились на аналитическом комплексе фирмы ThermoFisher Scientific (Бремен, Германия), включающем в себя систему подготовки и ввода проб GasBench II, соединенную с масс-спектрометром DELTA V Advantage. Значения $\delta^{13}\text{C}$ даны в промилле относительно международного стандарта PDB, $\delta^{18}\text{O}$ – стандарта SMOW. При калибровке использованы международные стандарты NBS 18 и NBS 19. Ошибка определения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ составила $\pm 0.15\%$ (1σ).

Изотопные характеристики $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ флюида рассчитывались для температурного диапазона 390-430°C, основанного на оценке температурного режима формирования изученных пород с использованием доломит-кальцитового геотермометра (Климовская, Иванов, 2018). При этом допускалось, что в системах карбонат- CO_2 изотопное равновесие между отлагавшимися минералами и гидротермальным флюидом установилось при температуре минералообразования и сохранялось после их отложения.

Исследования соотношений стабильных изотопов углерода в доломите месторождения Озерки показали, что значения $\delta^{13}\text{C}$ лежат в узком интервале от -2.29 до -1.1‰. Изотопный состав углерода доломита проявления Пентинсуо характеризуется

близким значением -2.7‰. Рассчитанные в соответствии с уравнением фракционирования в системе «доломит – CO₂» (Ohmoto, Rye, 1979), соотношения изотопов углерода в минералообразующем флюиде $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$, равновесном с доломитом, составляют -0.2...+1.1‰ на месторождении Озерки и -0.6... -0.5 ‰ на проявлении Пентинсуо.

Величины $\delta^{18}\text{O}$ исследуемых карбонатов характеризуются близкими значениями - от +9.5 до +11.5‰ на месторождения Озерки и 12.4‰ на проявлении Пентинсуо. Изотопный состав кислорода воды минералообразующего флюида $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ в равновесии с карбонатом, рассчитанный по уравнению фракционирования «доломит – H₂O» (Zheng, 1999), варьирует от +5.6 до +8.2‰ на месторождении Озерки и от 8.4 до 9.1‰ на проявлении Пентинсуо.

Соотношения $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ минералообразующего флюида, соответствующие величинам изотопного состава углерода морских карбонатов, а также факт отсутствия в стратиграфическом разрезе Костомукшской зеленокаменной структуры карбонатных пород, позволяют предположить, что наиболее вероятным источником углерода флюида выступали карбонаты гидротермально измененных базальтов и коматиитов контоксской серии, формировавшихся в обстановке океанического плато.

Расчетные значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ позволяют предполагать участие в минералообразовании воды метаморфогенного и/или магматогенного происхождения.

Полученные изотопные данные свидетельствуют, что флюид был образован в результате процессов дегидратации, декарбонатизации и растворения карбонатов при прогрессивном метаморфизме гидротермально измененных (метаморфизм морского дна) зеленокаменных пород в глубоких уровнях коматиит-базальтовой толщи Костомукшской структуры и/или в результате изотопного обмена магматического флюида позднеорогенных гранитных интрузий с породами коматиит-базальтовой ассоциации.

Финансовое обеспечение исследований осуществлялось из средств федерального бюджета на выполнение государственного задания Института геологии КарНЦ РАН.

Список литературы

Климовская Е. Е., Иванов А. А. Минералого-петрографические особенности метакоматиитов Костомукшской зеленокаменной структуры (Карелия) // Литосфера. 2018. №6. С. 870-891.

Ohmoto H., Rye R. O. Isotopes of sulfur and carbon // Geochemistry of hydrothermal ore deposits / Eds H. L. Barnes. New York: John Wiley & Sons, 1979. P. 509-567.

Zheng Y. F. Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals // Geochemical journal. 1999. Vol. 33. P. 109-126.

ВАНАДИЙСОДЕРЖАЩАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ – ИНДИКАТОР ПЕТРОГЕНЕЗА ШУНГИТОВЫХ ПОРОД?

Ковалевский В.В. (kovalevs@krc.karelia.ru), Мошников И.А. (igorm@krc.karelia.ru)
Карельское отделение РМО, ИГ КарНЦ РАН

VANADIUM-BEARING MINERALIZATION - AN INDICATOR OF PETROGENESIS OF SHUNGITE ROCKS?

Kovalevski V.V., Moshnikov I.A.
Karelian Branch of the RMS, IG KarRC RAS

Наиболее яркой геохимической особенностью шунгитовых пород Карелии является повышенное содержание ванадия (Крыжановский, 1931). По данным Л.П. Галдобиной и А.И. Голубева (Галдобина, 1981; Голубев, 1985) отмечены высокие и аномально высокие содержания V в углеродсодержащих туфах и туффитах доходящие до 3000 г/т, что позволяет говорить о «ванадиевом геохимическом профиле» шунгитовых пород (Маракушев, 2006). Существует мнение, что ванадий непосредственно связан с углеродистым веществом (Орлов, 1934) и его повышенные содержания обязаны «накоплению в форме $V_{орг}$, которая в процессах катагенеза и метаморфизма в той или иной степени трансформируется в форму $V_{мин}$ » (Юдович, 1994). Вместе с тем отмечается, что "непосредственно концентрационная функция ЖВ в отношении V не могла создать аномалий V в черных сланцах", наличие которых объясняется "поглощением V органическим веществом углеродистых осадков в диагенезе (барьерная функция ОВ)" (Юдович, 1994). Предполагается, что процессы накопления V углеродистым веществом обуславливались "поставкой в бассейн седиментации вулканогенной и терригенной кластики, в особенности – продуктов размыва ванадиеносных железистых кор выветривания по базитам или гипербазитам" (Юдович, 1994). Конкретно для углеродсодержащих пород Карелии источником рудного вещества считаются вулканические эманации трех фаз заонежского вулканизма (Голубев, 1985). В общем случае источником V, в том числе и не связанным с углеродистым веществом, могут быть "эксталяционные процессы при конседиментационном вулканизме" (Резницкий, 2009). С другой стороны, повышенное содержание ванадия и аномально облегченный углерод позволяет провести параллель между генезисом шунгитовых пород и нефти ванадиевого типа и сделать вывод о "привносе вещества из глубины, причем углеводородными флюидами" (Маракушев, 2006). Таким образом, наличие ванадия в шунгитовых породах может служить определенным критерием их генезиса. Вместе с тем геохимические данные отражают усредненные по породе содержания элементов и не позволяют выявить специфику накопления и формы нахождения ванадия в шунгитовых породах. В целом, многие заключения по содержанию и форме V в шунгитовых породах основаны, в основном, на результатах химического анализа без привлечения минералогических исследований, и поэтому, носят, в этом отношении, интуитивный характер.

В шунгите с помощью рентгеновского энергодисперсионного микроанализа выявлено несколько типов минералов, с характерной морфологией и процентным содержанием ванадия. Минералы первого типа, имеющие округлую форму, и содержащие углерод и ванадий, иногда со следами серы, железа, никеля и мышьяка при полном отсутствии кислорода отнесены к карбидам ванадия, которые являются сильно нестехиометрическими соединениями внедрения и имеют чрезвычайно разнообразный состав (Липатников, 2005). Минералы второго типа с бесформенными образованиями по границам, имеют преобладающее содержание углерода и ванадия при наличии кислорода,

а также следами алюминия, кремния, серы, железа, никеля и мышьяка. При этом содержание кислорода мало для образования окислов элементов, присутствующих в суммарном спектре. По-видимому, в данном случае наблюдается начальная стадия распада карбида ванадия и образование на его основе парагенезисов карбид ванадия - ванадийсодержащие минералы. Для минералов третьего типа характерны парагенезисы с различным содержанием ванадия, в частности, карбид ванадия – роскоэлит.

С помощью просвечивающей электронной микроскопии и микродифракции установлено присутствие V_8C_7 и V_2C , что, по-видимому, отражает конкретные условия их образования, а также подтверждено наличие парагенезисов карбид ванадия – роскоэлит. С помощью высокоразрешающей электронной микроскопии было выявлено, что монокристаллы карбида ванадия окружены (инкапсулированы) углеродной оболочкой с более высокой упорядоченностью, чем основная масса углеродного вещества. В ходе проведенного ранее модельного эксперимента (Kovalevski, 1998) было показано, что образование инкапсулированных в углеродную оболочку металлов или их карбидов происходит при высокой температуре. Следовательно, наличие инкапсулированных карбидов ванадия в шунгитовых породах может быть связано с их привнесением в шунгитовое протовещество в ходе вулканогенных или глубинных процессов, пиролизом протовещества на поверхности, растворением углерода, и последующим образованием оболочки при охлаждении частиц (Kovalevski, 1998).

Исследования выполнены в рамках темы НИР Федерального государственного бюджетного учреждения науки ФИЦ КарНЦ РАН «Геология и генезис месторождений, минералогия и технология шунгитовых пород Онежской структуры».

Список литературы

- Галдобина Л.П., Голубев А.И. Некоторые данные по геохимии шунгитовых пород заонежской свиты // Шунгитовые породы Карелии. Петрозаводск. 1981. С. 11-21.
- Голдин Б.А., Грасс В.Э., Надуткин А.В., Назарова Л.Ю. Карбидизация углеродистых пород в условиях высоких температур // ДАН. 2009. Т. 427, № 3, с. 377-379.
- Голубев А.И., Галдобина Л.П. Углеродсодержащие породы заонежской свиты нижнего протерозоя Карелии и их геохимическая специализация // Проблемы осадочной геологии докембрия. 1985. Вып. 10. М., «Наука». С. 100-105.
- Крыжановский В.А. Геохимия месторождений шунгита // Минеральное сырье. 1931. №10/11. С. 955-968.
- Липатников В.Н. Фазовые равновесия, фазы и соединения в системе V – C // Успехи химии. 2005. Т. 6. Вып. 8. С. 768-796.
- Маракушев А.А., Маракушев С.А. Природа геохимической специфики нефти. Доклады АН. 2006. Т. 411. № 1. С. 111-117.
- Орлов Н.А., Успенский В.А., Шаховцев И.Н. Опыт химического исследования шунгита // ХТТ. 1934. Т. 5. Вып. 7. С. 601-619.
- Резницкий Л.З., Складов Е.В., Армбрустер Т., Ущиповская З.Ф., Галускин Е.В., Полеховский Ю.С., Бараш И.Г. Новый минерал оксиванит V_3O_5 и изоморфный ряд оксиванит – бердесинский V_2TiO_5 в метаморфических породах Слюдянского комплекса (Южное Прибайкалье) // Записки РМО. 2009. № 3. С. 70-81.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Элементы-примеси в черных сланцах. 1994. Екатеринбург: УИФ Наука. 304 с.
- Kovalevski V.V., Safronov A.N. Pyrolysis of hollow carbons on melted catalyst // Carbon. 1998. V. 36. № 7–8. P. 963–968.

ПИКРОИЛЬМЕНИТ, КАК ИНДИКАТОР УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД

Костровицкий С.И. (serkost@igc.irk.ru), Яковлев Д.А.
Институт геохимии СО РАН

Доклад посвящен вопросам генетической связи одного из важнейших типоморфных минералов пикроильменита (ilm) с кимберлитовыми породами. Обобщение данных по составу представительного числа зерен макрокристаллов ilm (10 874 анализа ilm из 94 кимберлитовых трубок из Мирнинского, Далдынского, Алакит-Мархинского и Верхнемунского алмазоносных кимберлитовых полей), анализ трендов состава, изучение неоднородности состава отдельных зерен позволили предложить модель кристаллизации ilm в зависимости от изменения состава кимберлитового расплава при его восхождении из астеносферного источника через литосферную мантию к поверхности. Ilm, как минерал, чутко реагирующий на изменения состава материнского расплава (Green, Sobolev, 1975) может служить в качестве индикатора меняющихся условий становления кимберлитовых пород.

Графики состава ilm в координатах MgO-Cr₂O₃ демонстрируют разные распределения, условно названные "парабола Хаггерти", "ступенчатая форма", "форма хоккейной клюшки". Интерпретация разных распределений дала возможность авторам предложить трех-стадийную модель кристаллизации ilm (Kostrovitsky et al., 2020):

(1) низко-Cr ильменит кристаллизуется из примитивного астеносферного расплава (основание параболы Хаггерти, низко-Mg часть "формы хоккейной клюшки" на графике MgO-Cr₂O₃;

(2) при восхождении через литосферную мантию астеносферный расплав изменяется по составу, благодаря частичной ассимиляции литосферного материала и становится более обогащенным MgO и Cr₂O₃, что отражается на составе ilm (левая ветвь параболы Хаггерти, образование ступенчатой формы на соответствующих графиках);

(3) ильменит впоследствии подвергся суб-солидусной рекристаллизации в присутствии преобразованного кимберлитового расплава в условиях возрастающей фугитивности кислорода (fO_2) (правая ветвь параболы Хаггерти на графиках MgO-Cr₂O₃).

Существенные различия в распределении состава ilm между различными кимберлитовыми полями объясняются разным составом литосферной мантии под этими полями, разными условиями ассимиляции кимберлитовым расплавом пород литосферной мантии и, следовательно, последующей кристаллизации (перекристаллизации) ilm.

Список литературы

Green D.H., Sobolev N.V. 1975. Coexisting garnets and ilmenites synthesized at high pressures from pyrolite and olivine basanite and their significance for kimberlitic assemblages. *Contrib. Mineral. Petrol.* V. 50. P. 217-229.

Kostrovitsky S.I., Yakovlev D.A., Soltys A., Ivanov A.S., Matsyuk S.S., Robles-Cruz S.E., 2020. A genetic relationship between magnesian ilmenite and kimberlites of the Yakutian diamond fields *Ore Geology Reviews*, V. 120. P. 1-16. doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103419

СКАПОЛИТЫ ИЗ ПОРОД ГРИДИНСКОГО ЭКЛОГИТСОДЕРЖАЩЕГО КОМПЛЕКСА:
СОСТАВ, ВОПРОСЫ НОМЕНКЛАТУРЫ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Лезжов А.М.^{1,2} (arsenylez@gmail.com), Сибелев О.С.² (sibelev@krc.karelia.ru)
Карельское отделение РМО,¹ – Петрозаводский Государственный Университет,
² – Институт геологии Карельского научного центра РАН

SCAPOLITES FROM GRIDINO ECLOGITES-BEARING COMPLEX: COMPOSITION,
NOMECLATURE AND FORMATION CONDITIONS

Lezzhov A.M.¹, Sibelev O.S.²

Karelia Branch of the RMS,¹ – Petrozavodsk State University,² – Institute of Geology, Karelian
Research Centre of RAS

В составе гридинского эклогитсодержащего комплекса Беломорской провинции Фенноскандинавского щита (Слабунов, 2008) известны неархейские и палеопротерозойские эклогиты, изофациальные им цоизититы (Babarina, Sibelev, 2015 и ссылки там). Комплекс также претерпел неоднократные преобразования в условиях гранулитовой (неархейские эндербиты, палеопротерозойские Gr-Rх-Pl парагенезы в метагаббро) и амфиболитовой фаций, а также пронизан дайками нескольких генераций габброидов, пегматитовыми жилами и карбонатитами. Среди наиболее экзотических образований, секущих этот комплекс, безусловно, следует отметить зону порфиробластеза с гигантскими кристаллами скаполита на о. Столбиха.

Скаполиты (Scp) – группа каркасных алюмосиликатов с добавочными анионами. Они формируют сложный, слабо изученный изоморфный ряд. Исторически выделяют миалы: мариалит ($\text{Na}_4(\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{24})\text{Cl}$), мейонит ($\text{Ca}_4(\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24})\text{CO}_3$) и сильвиалит ($\text{Ca}_4(\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24})\text{SO}_4$). Однако, не все природные Scp могут быть описаны этими составами. На Памире встречаются Scp без CO_3 группировки, но с кальцием. Их состав близок к $\text{CaNa}_3(\text{Al}_4\text{Si}_8\text{O}_{24})\text{Cl}$. Его предлагают называть Са-мариалит и выделить в отдельный миал (Золотарев, 1993). В беломорской провинции известны Scp без Cl, но с Na, которые отнесены к Na-мейониту ($\text{NaCa}_3(\text{Al}_5\text{Si}_7\text{O}_{24})\text{CO}_3$) (Азимов и др., 2017).

Scp р-на Гридино по содержанию добавочных анионов и Са подразделяются на три группы: 1) Scp амфиболитов. Эта группа не содержит хлора, но, содержит натрий, а также расчетный карбонат ион. Составы близки к $\text{NaCa}_3(\text{Al}_5\text{Si}_7\text{O}_{24})\text{CO}_3$; 2) Scp амфиболитов и апогаббро зоны меланжа. Их состав близок к Na-мейониту, но кроме CO_3 в этой позиции встречается до 0.1 SO_4 . при этом сохраняется соотношение $\text{Ca/Na} = 3:1$; 3); Scp ТТГ и амфиболовых гнейсов с высоким содержанием SO_4 (от 0.3 до 0.6 занимаемой позиции). В них присутствует CO_3 (от 0.7 до 0.3) и Cl (около 0.1). Без учета добавочных ионов состав этих Scp близок к теоретическому, который предложили канадские исследователи $[(\text{Na}_{1.4}\text{Ca}_{2.6})(\text{Al}_{4.7}\text{Si}_{7.3})\text{O}_{24}]^{1.9+}$, именно здесь они отмечают переход из группы I4/m на P4₂/n (Teertstra, 1999). Следует также рассмотреть добавочные анионы. Дело в том, что если в таком составе будут исключительно CO_3^{2-} и SO_4^{2-} , то заряды будут не равны нулю, т.е. необходим анион с зарядом ⁻¹. В природных составах для этого подходит Cl⁻ и, таким образом, соотношение анионов будет таким: $[\text{Cl}_{0.1}(\text{SO}_4, \text{CO}_3)_{0.9}]^{1.9}$. Для корректного описания этих Scp предложен миал состава $(\text{Na}_{1.4}\text{Ca}_{2.6})(\text{Al}_{4.7}\text{Si}_{7.3})\text{O}_{24}(\text{Cl}_{0.1}, (\text{SO}_4, \text{CO}_3)_{0.9})$, в котором меняется соотношение добавочных карбонат- и сульфат-ионов. Подобные составы Scp отмечены не только в Гридинской зоне меланжа, но и в Норвегии, Гане, Австралии, Испании (Hammerli и др., 2017; Porter, Austrheim 2017).

Таким образом, помимо мейонита, мариалита и сильвиалита, а также Са-мариалита – $CaNa_3(Al_4Si_8O_{24})Cl$ и Na-мейонита – $NaCa_3(Al_5Si_7O_{24})CO_3$ для описания природных Scp предлагается использовать минал *Na-сильвиалит* $Na_{1.4}Ca_{2.6}(Al_{4.7}Si_{7.3}O_{24})Cl_{0.1}(SO_4, CO_3)_{0.9}$;

По экспериментальным данным (Goldsmith, Newton, 1977) чистый сильвиалит может существовать при T около 800°C, при P-15 кбар, а чистый мейонит при высоких T°C и нулевом P. Учитывая, что природный Scp с SO₃-ионами содержит в себе еще и Na, а также CO₃ и часто – Cl-ион, напрямую перенести данные этого эксперимента на природный объект невозможно. Тем не менее, связь сульфат-Scp с породами высоких давлений и температур вероятна, т.к. он описан в эклогитсодержащих комплексах (Porter, 2017) и глубинных ксенолитах (Hammerli et al., 2017). По сульфат-Scp-содержащим парагенезисам (Grt-Cpx-Amp-Pl-Qz) гридинского эклогитсодержащего комплекса были получены параметры метаморфизма: T-800°C и P-13,5 кбар. По геологической позиции эти породы являются постдайкивыми, имеют палеопротерозойский возраст, а по условиям метаморфизма коррелируют с высокобарными гранулитами и Spl-Spr парагенезисами (Сибелев, 2008) в кианитовых эклогитах.

Данная работа – вклад в проект АААА-А18-118020290085-4.

Список литературы

Азимов П.Я., Доливо-Добровольский Д.В. и др. Бесхлорный Na-Ca скаполит (натрий-мейонит) из Северной Карелии, Фенноскандия: один из недостающих компонентов скаполитового твёрдого раствора // Юбилейный съезд Российского минералогического общества «200 лет РМО». Мат-ы конф. Т. 2. С-Пб. 2017. С. 178-180.

Бокий Г.Б., Боруцкий Б.Е., Мозгова Н.Н., Соколова М.Н. "Минералы. Справочник. Том 5. Каркасные силикаты. Вып. 2. Фельдшпатоиды", Наука, 2003 г.

Золотарев А.А. Ювелирный скаполит с Восточного Памира и некоторые общие особенности конституции скаполитов // ЗВМО. 1993. № 2. С. 84-98.

Петров Т.Г., Золотарев А. А., Мошкин С. В. Особенности химического состава минералов группы скаполита // Записки ВМО. 2003, С. 63-84.

Сибелев О.С. Метаморфическая эволюция сапфириносодержащих кианитовых апоэклогитов Гридинской зоны меланжа, Беломорский подвижный пояс // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 62-76.

Слабунов А.И. Геология и геодинамика Архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск.: Карельский научный центр РАН, 2008. 295 с.

Babarina I.I., Sibelev O.S. Deformation events in the Gridino zone, Belomorian Province, Fennoscandian Shield: Relationships between mafic dike swarms and eclogite-bearing mélange // International Geology Review, 2015, v. 57. P. 1605-1616.

Goldsmith J. R., Newton R. C. Scapolite-plagioclase stability relations at high pressures and temperatures in the system NaAlSi₃O₈-CaAl₂Si₂O₈-CaCO₃-CaSO₄ // Am Mineral. 1977. 62: P.1063-1081.

Hammerli J., Kemp, A., Barrett N., et al. Sulfur isotope signatures in the lower crust: A SIMS study on S-rich scapolite of granulites // Chemical Geology. 2017. 454.

Porter J.K., Austrheim, H., Sulfide formation from granulite-facies S-rich scapolite breakdown // Terra Nova. 2017. P. 29-35.

Teertstra D.K., Schindler M. et al. Silvialite, a new sulfate-dominant member of the scapolite group with an Al-Si composition near the I4/m-P42/n phase transition // Mineral. Mag. 63. 1999. P. 321–329.

СХОДСТВО МИНЕРАЛОВ ПОДГРУППЫ КОЛУМБИТА АЛЛЮВИАЛЬНЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ МАЮКО (РЕСПУБЛИКА КОНГО) И РОССЫПЕЙ МАМБАСА, ЛИХА,
ЛЮБЕРО (ДЕМОКРАТИЧЕСКАЯ РЕСПУБЛИКА КОНГО)

Луфуанди Матондо Идиль Плашини (idylleplachini@mail.ru)

Санкт-Петербургское отделение РМО, Санкт-Петербургский горный университет

SIMILARITY OF MINERALS OF THE COLUMBIT SUBGROUP OF ALLUVIAL
DEPOSITS OF MAYUKO (REPUBLIC OF THE CONGO) AND THE SCATTERS OF
MAMBAS, LIKH, LUBERO (DEMOCRATIC REPUBLIC OF THE CONGO)

Loufouandi Matondo Idylle Plachini

Saint Petersburg Branch of RMS, Saint-Petersburg Mining University

Минералы подгруппы колумбита¹ в аллювиальных отложениях района Маюко были обнаружены больше полувека назад. Особенности их состава и вероятный коренной источник были рассмотрены в работе автора (Луфуанди Матондо, 2020). Для выяснения природы коренного источника важно сравнить эти минералы по составу с колумбитом известных тантал-ниобевых месторождений Африки.

Колумбит района Маюко по составу относится главным образом к колумбит-(Fe), но встречаются также колумбит-(Mn), танталит-(Mn) и танталит-(Fe). Характерны примеси Sc, Ti и W. Вероятным коренным источником этого минерала в россыпях являются редкометалльные гранитные пегматиты бериллового и сподуменого комплексного типа - цезий-тантал-литиевого эволюционного геохимического ряда (LCT в соответствии с классификацией П.Черни (Cerny, 1991)). С учетом повышенного содержания Sc и Ti многие зерна изученных минералов соответствует редкометалльным пегматитам смешанного типа (LCT - NYF) (Луфуанди Матондо, 2020). Установлено, что кристаллы колумбита неоднородны. Им свойственны зональность и секториальность, минеральные микровключения и прожилки. Включения представлены минералами группы пирохлора (микролит и пирохлор) с повышенным содержанием Pb, Bi, Ba и U, рутил-(Nb), уранинитом, шеелитом, комаровитом. В минерализованных трещинах и прожилках обнаружены циркон, минералы группы пирохлора (микролит и пирохлор).

Редкометалльные пегматитовые месторождения Африки располагаются в разных тектонических структурах и имеют различный возраст - от архейского до раннепалеозойского. Россыпи районов Мамбаса, Лиха и Либеро находятся на территории демократической республики Конго и располагаются в кратоне Конго (Касай-Конго). Они представляют собой коры выветривания редкометалльных пегматитов NYF и LCT типов архейско-палеопротерозойского (Мамбаса; рис., 1.2) и палеопротерозойского возраста (Лиха и Либеро; рис., 2.2). Эти районы охарактеризованы как танталовые провинции с колумбитом-(Fe) и танталитом-(Fe). Эти минералы в указанных провинциях обогащены Ti, Sc и W и обеднены Sn (Melcher et al, 2015). В них также содержатся включения тапиолита, рутила-(Nb), минералов группы пирохлора с повышенным содержанием Pb и U, а также циркона и уранинита. Минералы группы пирохлора (пирохлор и микролит) также замешают колумбита-(Fe) и танталита-(Fe).

¹ Под названием минералов подгруппы колумбита в данной работе имеется виду следующие минеральные виды: колумбит-(Fe) - ферроколумбит, колумбит-(Mn) - манганоколумбит, танталит-(Mn) - манганотанталит и танталит-(Fe) - ферротанталит (в соответствии с современной классификацией минералов, принятой Международной минералогической ассоциацией).

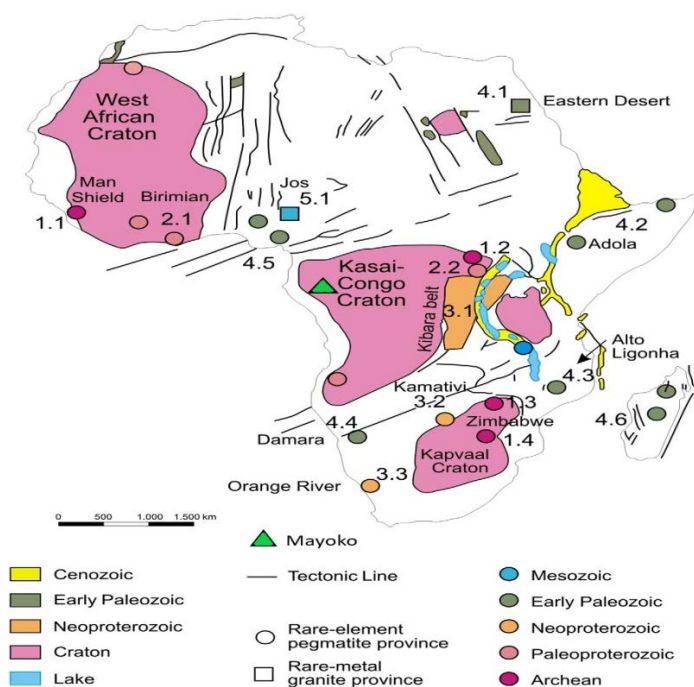


Рис. Карта провинций африканских редкометалльных пегматитов и редкометалльных гранитов (Melcheretal, 2015):

1.1 – Маншиль; 1.2 - Кратон Конго, 1.3 - Кратон Зимбабве; 1.4 - Кратон Каапваал; 2.1 – Бирримиян; 2.2 - Кибальяна; 3.1 – Кибара; 3.2 - Камативи; 3.3 - Оранжевой реки; 4.1 - Восточной пустыни; 4.2 – Адола; 4.3 - Альто-Лигонья; 4.4 – Дамара; 4.5 - Старых гранитов (Нигерия); 4.6 - Мадагаскар; 5.1 - Молодых гранитов (Нигерия).

Таким образом, минералы подгруппы колумбита района Маюко и районов Мамбаса, Лиха и Либери сходны по составу и минеральным включениям: 1) они представлены колумбитом-(Fe) и танталитом-(Fe); 2) обогащены Sc, Ti и W; 3) содержат одни и те же минеральные включения и продукт вторичного замещения. Следует отметить, что рассматриваемые районы располагаются в пределах одного кратона. Эти сходства подтверждают отнесение предполагаемого коренного источника минералов подгруппы колумбита района Маюко к телам редкометалльных пегматитов смешанного типа (LCT - NYF).

Список литературы

Луфуанди Матондо И.П. Вероятный коренной источник минералов подгруппы колумбита из аллювиальных отложений района Маюко (Республика Конго). // Сборник тезисов докладов всероссийской молодежной геологической конференции памяти В. А. Глебовицкого. — СПб.: Изд-во ВВМ, 2020. С. 103-106

Cerný P. Rare-Element Granitic Pegmatites. Part I: Anatomy and Internal Evolution of Pegmatite Deposits. Geoscience Canada. 1991. Vol.18, № 2, p. 49-67.

Melcher F., Graupner T., Gabler H., Sitnikova M., Henjes-Kunst F., Oberthür T., Gerdes A., Dewaele S. Tantalum–(niobium–tin) mineralisation in African pegmatites and raremetal granites: Constraints from Ta–Nb oxide mineralogy, geochemistry and U–Pb geochronology. Ore Geology Reviews. 2015. № 64. P. 667–719.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ШПИНЕЛЕЙ И ТИТАНАТОВ В ИНТРУЗИВНЫХ ТРАППАХ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Мазуров М.П. (mik@igm.nsc.ru), Белавская А.В., Титов А.Т.

Западно-Сибирское отделение РМО, Институт геологии и минералогии имени академика В.С. Соболева СО РАН

TYPOMORPHIC FEATURES OF SPINELS AND TITANATES IN THE INTRUSIVE TRAPS OF THE SIBERIAN PLATFORM

Mazurov M.P., Belavskay A.V., Titov A.T.

Western Siberian Branch of RMS, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy

Траппы Сибирской платформы уникальны по объему, фациальному разнообразию изверженных масс и специфике связанных с ними рудно-магматических систем. С базит-гипербазитовыми комплексами интрузивных траппов сопряжены месторождения руд черных, цветных, редких и благородных металлов. Самые крупные месторождения Pt-Cu-Ni руд разрабатываются на севере платформы, в Норильском рудном районе. Крупные месторождения скарново-магнетитовых руд эксплуатируются в ее юго-западной части, в Ангаро-Илимском районе. В процессе геолого-поисковых работ на углеводородное сырье на всей площади платформы выявлены многочисленные новые проявления рудной минерализации. Для оценки перспектив этих объектов требуется совершенствование генетических моделей эталонных месторождений, динамики развития связанных с траппами рудообразующих систем. Одним из способов получения новой генетической информации может послужить применение современных приемов поисковой минералогии, выявление тех особенностей строения и состава минералов, которые являются индикаторами генезиса пород и руд. В ультрабазит - базитовых телах траппов Сибирской платформы и в продуктах их реакционно-метасоматических преобразований имеется большое разнообразие простых и сложных оксидов железа, алюминия, хрома, титана, магния и марганца. Большинство оксидов (шпинелидов и титанатов) являются неоднородными твердыми растворами, образующими сложный узор внутренней структуры и сростаний зерен. Они устойчивы в широком интервале физико-химических условий и в разных по составу средах, закономерно изменяют свою структуру и состав в разных парагенезисах, т.е. являются сквозными минералами и могут служить индикаторами минералообразующих процессов. Довольно контрастно по составу и микроструктуре отличаются хромшпинели в пикритоидах, ульвошпинели, феррошпинели и алюмошпинели в толеитах, магнезиоферриты в контактово-реакционных и метамагматических породах, в скарнах и в пегматоидах. Ассоциации этих групп минералов определяются составом первичных расплавов, флюидным режимом, динамикой и кинетикой становления и затвердевания магматических тел и пород метасоматического ореола.

Несмотря на многолетние исследования петрологические аспекты, причины минерального и генетического разнообразия руд и пород, состава, механизмов и последовательности формирования минеральных парагенетических ассоциаций группы шпинелей остаются дискуссионными. Для решения этих вопросов нами используется изучение реальной микроструктуры и состава минералов, строения их границ в отраженном и проходящем свете, на сканирующем электронном микроскопе с энергодисперсионной приставкой. Это позволяет установить природу тонких минеральных сростаний, отличить продукты распада твердых растворов от сингенетических и вторичных включений и тем самым обосновать последовательность

формирования минеральных парагенетических ассоциаций, природу примесных и рудных фаз.

Хромшпинелиды (хромиты) являются надежным индикатором гипербазитовой фракции траптовых комплексов. Состав, особенности размещения и формирования хромитовой минерализации в рудах и в траппах Норильского района показаны в работе А.Д. Генкина, В.В. Дистлера и И.П. Лапутиной (1979), дополнены В.В. Рябовым с соавторами (2001) и Э.М. Спиридоновым (2009) и другими исследователями. Ими установлено, что хромит концентрируется в гипербазитовом горизонте, сложенном троктолитами и пикритами, ассоциируясь с магнезиальным оливином, клино- и ортопироксеном и основным плагиоклазом. В основной ткани породы распространен сравнительно равномерно рассеянный хромит, а также встречаются относительно крупные его скопления, микроглобули и сегрегаты. Нами подмечено, что ранние сегрегаты шпинелей находятся среди гломеропорфировых скоплений оливинов. Это зональные неравномернозернистые гнезда. В ядре гнезд – симплектиты мелких частиц хромита (52,4 % Cr_2O_3) и алюмохромита (34,5 % Cr_2O_3 , 7,53 % Al_2O_3), окаймленных хроммагнетитом (2,2 % Cr_2O_3). Самая внешняя кайма представлена тонкими тканевыми срастания хроммагнетита и ульвошпинели с включениями сульфидов. Особый интерес представляют глобули, в которых сосуществуют твердые растворы шпинелей и сульфидов. Самыми первыми в них затвердевали сфероидальные каплевидные частицы хромшпинели, более темные в отраженном свете. Они включены в более крупные многофазные сегрегаты алюмошпинели и сульфидов, в которых разделены частицы моносульфидных и промежуточных сульфидных твердых растворов. Границы между фазами индукционные. Контакты этих «рудных» гнезд с силикатной основной массой породы неровные, коррозионные, зубчатые. В моносульфидном твердом растворе есть включения силикатов, а также бреггита (сульфида платины и палладия), рассеяемого сперрилитом. В зональных сегрегатах шпинелидов в пикритах самой последней кристаллизуется ульвошпинель. В участках пикритов менее магнезиального состава встречаются индивидуальные зерна ильменита и сэндвич-срастания его с железистой хромшпинелью. Эта хромшпинель самая неоднородная по составу.

Минералы магматической стадии претерпели изменения. Кроме вторичных минералов гидротермального комплекса, развиты ассоциации родингитов, скарнов, сосюритов, гидратированных фаз и сульфидов. К ним же мы относим так называемые глобулярные образования, сопряженные со шпинелями и сложенные минералами, содержащими летучие компоненты. Серпентинизированные зерна шпинели и оливина разбиваются на мелкие идиоморфные зерна. Вместе с серпентином здесь кристаллизуется гистерогенный магнезиоферрит, который отличается от высокотемпературной генерации отсутствием примеси хрома. В толеит-базальтовых породах преобладают оксиды системы Fe-Ti-Mg-Mn-O и сульфиды системы Ni-Cu-Fe-S, подробная характеристика которых приведена нами в статье (Мазуров и др., 2014). В зональных колонках магнезиальных скарнов и железных руд, ассоциирующихся с толеитами, распространены герцинит-алюмошпинелевые и магнетит-магнезиоферритовые твердые растворы, а в ассоциирующихся с ними долеритах представлен весь комплекс оксидов и титанатов.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН.

Список литературы

Генкин А.Д., Дистлер В.В., Лапутина И.П. Хромитовая минерализация дифференцированных траптовых интрузий и условия ее образования // Условия образования магматических рудных месторождений - М.: Наука. 1979. С. 105-126.

Мазуров М.П., Васильев Ю.Р., Шихова А.В., Титов А.Т. Ассоциации и строение рудных минералов в интрузивных траппах западной части Сибирской платформы / Геология и геофизика. 2014. № 1. С. 94-107.

Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П. Магматические образования Норильского района // Новосибирск: Издательство Нонпарель. 2001. 408 с.

Спиридонов Э.М., Гриценко Ю.Д. Эпигенетический низкоградный метаморфизм и Co-Ni-Sb-As минерализация в Норильском рудном поле. М.: Научный мир. 2009. 218 с.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ РУДНЫХ СТОЛБОВ В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ КАССИТЕРИТ-СУЛЬФИДНЫХ ЖИЛАХ

Максимова И.В. (imaximova.irina@yandex.ru)

МГРИ

PREDICTION OF ORE PILLARS IN HYDROTHERMAL CASSITERIT- SULFID VEINS

Maksimova I.V.,

associate Professor of Mineralogy and gemology Department (MGRI)

Основные рудные тела месторождения олова представлены маломощными касситерит-хлорит-кварцевыми жилами выполнения.

Распределение руды в жилах столбообразное. Рудные столбы, являясь собственно рудными телами, подчиняются тектоническим факторам (Ведерников П.Г., 1972).

В жилах наблюдается отчетливая минеральная зональность: на глубоких горизонтах рудные тела сложены богатыми касситерит-хлорит-кварцевыми рудами; на верхних горизонтах жил преобладают сульфиды, количество касситерита значительно уменьшается и появляется станнин.

Продуктивное оруденение внутри жил неравномерное. Рудные столбы представляют собой протяженные раздувы, отрезки жил, в которых раздувы преобладают над пережимами. Хронологически – это полости наиболее раннего возникновения, а минералогически – участки отложений ранних высокотемпературных минералов кварц-касситеритовой стадии. Оловянная минерализация четко приурочена к жиле. Оруденение боковых пород слабее, за исключением случаев, когда жила сопровождается рудным метасоматитом.

Рудный столб слепой, на поверхности повышенных содержаний олова не фиксируется. Распределение олова в пределах рудного столба крайне неравномерное. Прогнозирование богатых участков в пределах рудных столбов является актуальной задачей.

Проведенные исследования по распределению элементов в плоскости рудной жилы позволяют сделать следующие выводы:

1. Рудную зональность следует рассматривать по направлению падения рудного столба, т.к. другие сечения рудной жилы могут дать искаженную картину в распределении элементов по вертикали.

2. Максимумы концентрации олова, висмута, титана, вольфрама, хрома, ванадия отчетливо приурочены к нижним горизонтам, в отличие от цинка, свинца, серебра, кадмия и в меньшей степени, меди, индия и кобальта, максимумы концентраций которых отчетливо фиксируют над—верхнерудные и фланговые области рудного столба (Максимова И.В., 1984).

3. Для верхних областей (над рудным столбом) типично резкое преобладание в жиле (относительно вмещающих пород) свинца и цинка, в то же время такие элементы, как висмут и вольфрам, имеют максимальные концентрации в околожилных метасоматитах относительно жилы. Для нижних частей рудного столба выявлено, что свинец и цинк накапливаются главным образом в призальбандовых частях жилы, а висмут и вольфрам резко преобладают в жильном выполнении, т.е. на нижних подсечениях столба наблюдается обратная по отношению к верхним областям столба картина распределения изученных элементов вкрест простирания жилы.

4. Отношения содержаний конкретного элемента в жиле к его содержанию в метасоматитах показывает обратную их зависимость по падению жилы. Так, для

надрудных и верхнерудных участков столба такое отношение для свинца больше единицы (2,8), т.е. он концентрируется главным образом в жиле. Величина этого отношения для нижнего горизонта составляет 0,02, что отражает доминирующую концентрацию свинца в ближайшем околорудном пространстве. Подобная закономерность установлена и для распределения цинка. Соотношение концентраций висмута и вольфрама в жиле и околожильном метасоматите для надрудных областей рудного столба обычно меньше единицы (0,5), а для подрудных, как правило, много больше единицы.

5. Для бедных участков жил подобных закономерностей не наблюдается, что позволяет с большой долей достоверности отличать бедные и богатые участки жил и давать прогноз на обнаружение рудных столбов.

Список литературы

Ведерников П.Г. Рудные столбы в жилах оловорудных месторождений Юга Дальнего Востока.// Кн. Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, Наука, 1972.

Максимова И.В. Зональность эндогенных ореолов оловорудных образований и локальный прогноз оруденения на месторождении в Приморье.// Изв. Вузов. Геология и разведка, 1984, № 11.

ИССЛЕДОВАНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ ЦИРКОНОВ В ГРАНАТАХ МЕТОДОМ КР-СПЕКТРОСКОПИИ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ УСЛОВИЙ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

**Николаев А.Г. (anatolij-nikolaev@yandex.ru), Нуриева Е.М., Низамова А.В.,
Гареев Б.И.**

Казанское отделение РМО. Казанский федеральный университет

RESEARCH OF INCLUSIONS OF ZIRCONS IN GRANATES BY THE METHOD OF RAMAN SPECTROSCOPY FOR IDENTIFICATION OF THE CONDITIONS OF THEIR FORMATION

Nikolaev A.G., Nurieva E.M., Nizamova A.V., Gareev B.I.

Kazan Branch of the RMS. Kazan Federal University

В данной работе представлены результаты изучения методом спектроскопии комбинационного рассеяния твердых включений в гранатах из гранатовых амфиболитов, которые были отобраны для исследований в Ильменском государственном заповеднике (г. Миасс) (Николаев, 2018). Целью работы являлось установление радиационного воздействия на включения кристаллических цирконов в гранатах и величин давлений, при которых происходило формирование гранатовых амфиболитов. Согласно работам (Palenik et al., 2003) ширина наиболее интенсивной линии (1008 см^{-1} B1g) в спектре КР включения циркона коррелируются с накопленной радиационной дозой и широко используется для определения степени радиационного разупорядочения структуры циркона (Замятин, 2017). 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.

В спектре КР циркона проявляются восемь интенсивных узких колебательных мод 202 (Eg), 214 (B1g), 225 (Eg), 356 (Eg), 395 (B1g), 439 (A1g), 975 (A1g) и 1008 см^{-1} (B1g). Остальные четыре 266 (B2g), 546 (Eg), 641 (B1g), 923 (Eg) отличаются слабой интенсивностью и с трудом различаются от фона (рис. 1).

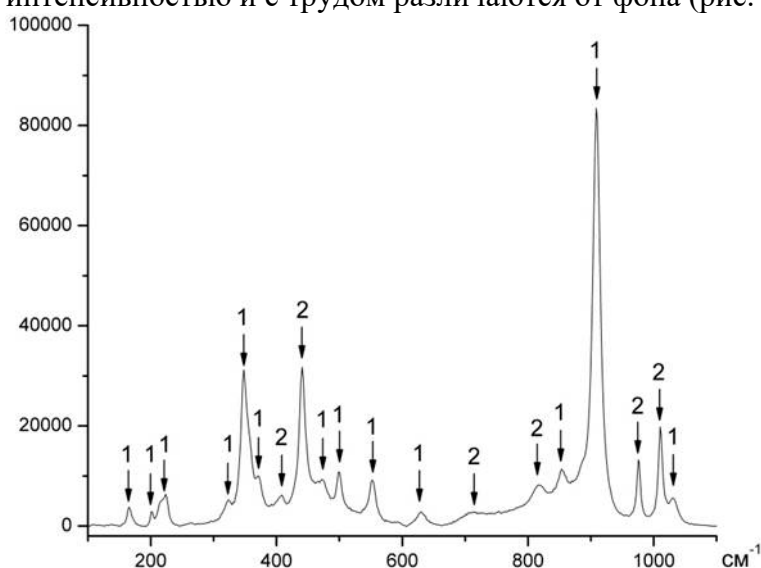


Рис. 1. Спектр комбинационного рассеяния включения кристаллического циркона (1 – линии граната, 2 – линии циркона).

Для выявления радиационного изменения цирконов была построена диаграмма отношения линии 1008 см^{-1} и функции ширины на полувысоте данной линии (рис. 2). Увеличение ширины пика связано с радиационным повреждением и является функцией содержания радиоактивных химических элементов. Установлено, что данные цирконы нельзя использовать для расчета давления минералообразования, т.к. изменение положений и параметра ширины на полувысоте пика на длине волны 1008 см^{-1} изменялись после формирования циркона.

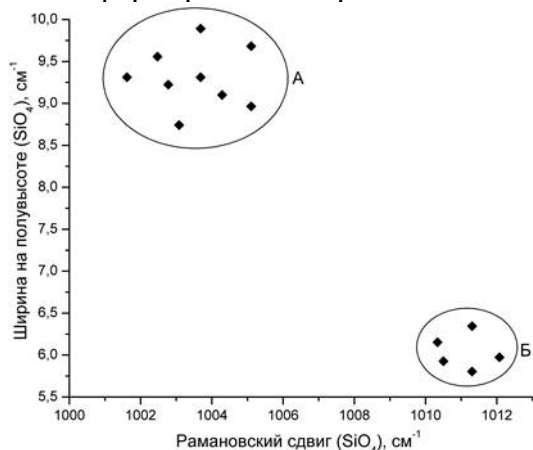


Рис. 2. Диаграмма соотношения основных параметров рамановского пика 1008 см^{-1} (А – область измененных цирконов, Б – область не измененных цирконов).

Методика для расчета давления формирования гранатов и кристаллических включений цирконов была предложена в работе (Knittle, 1993). Для расчета давления были использованы линии спектра комбинационного рассеяния с длинами волн 975 и 1008 см^{-1} в каждом образце. По результатам обработки данных и вычисления результатов исследований было выявлено два диапазона давлений, при которых происходило формирование гранатовых амфиболитов. Первый диапазон составлял $0,829\text{--}0,903$ ГПа, второй – $1,256\text{--}1,266$ ГПа. Выделенные диапазоны давлений являются типичными для данной ассоциации горных пород, и соответствуют амфиболитовой и амфиболит-гранулитовой фациям метаморфизма. Результаты проведенных нами исследований показывают многостадийность и сложность процессов метаморфизма гранатовых амфиболитов Ильменского государственного заповедника.

Работа выполнена за счет средств субсидии, выделенной в рамках государственной поддержки Казанского (Приволжского) федерального университета в целях повышения его конкурентноспособности среди ведущих мировых научно-образовательных центров.

Список литературы

Николаев А.Г., Кольчугин А.Н. Геологическое строение и минералогия пегматитов Ильменского учебного полигона. Казань: Издательство КФУ. 2018. 70 с.

Palenik C.S., Nasdala L., Ewing R.C. Radiation damage in zircon // American Mineralogist. 2003. V. 88. P. 770–781.

Замятин Д.А. Кристаллохимия и спектроскопия циркона в решении вопросов его микронзондового химического U-Th-Pb-датирования, диссертация. Екатеринбург. 2017. 188 с.

Rnittle E., Williams Q. High-pressure Raman spectroscopy of ZrSiO_4 : Observation of the zircon to scheelite transition at 300 K // American Mineralogist. 1993. V. 78. P. 245-252.

ИССЛЕДОВАНИЕ МОРФОЛОГИИ И МОРФОМЕТРИИ ЧАСТИЦ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА МЕТОДОМ ЛАЗЕРНОЙ КОНФОКАЛЬНОЙ СКАНИРУЮЩЕЙ МИКРОСКОПИИ

Парада С.Г. (segripa@rambler.ru)

Ростовское отделение РМО, Южный научный центр РАН, г. Ростов-на-Дону

STUDYING THE MORPHOLOGY AND MORPHOMETRY OF NATIVE GOLD PARTICLES BY LASER CONFOCAL SCANNING MICROSCOPY

Parada S.G.

Rostov Branch of the RMS, South scientific centre RAS, Rostov-on-Don

Важнейшими типоморфными признаками самородного золота являются морфология и морфометрия частиц (Петровская, 1973; Николаева, Яблокова, 2007; Парада, 2008 и др.). На основе изучения этих признаков составлены соответствующие морфогенетические классификации. Однако в них учтены результаты исследования в основном частиц относительно крупного размера (обычно более 0,5 мкм). Изучение важнейших морфолого-морфометрических характеристик более мелких частиц сдерживается не столько трудоемкостью их извлечения, сколько ограниченными возможностями объемного изучения существующими методами оптической микроскопии, которые дают увеличенное изображение плоской поверхности образца.

Задача изучения типоморфных особенностей таких частиц может быть решена методом лазерной конфокальной сканирующей микроскопии (ЛКСМ), что позволит соотнести результаты с существующими морфогенетическими классификациями.

Первоначально использование ЛКСМ было предложено (Minsky, 1988) в качестве средства исследования микроструктур головного мозга. В дальнейшем лазерный конфокальный сканирующий микроскоп стал незаменимым инструментом как для наблюдения внутриклеточных структур, так и для исследования структуры воды и примесей, а также эффективности различных способов ее фильтрации (Лежнев и др., 2001). Успехи применения ЛКСМ в области физики твердого тела (Egner, Andersen, Hell, 2002) позволяют надеяться на успешное применение его и для минералогических исследований.

Нами впервые была осуществлена попытка применить ЛКСМ KEYENCE VK-9700 (Япония) для исследования мелких частиц самородного золота на примере частиц, выделенных из скарных руд Тырнаузского месторождения, характеристики золотых руд которого изложены в работах (Парада, Столяров, 2012; Маркин и др., 2014). По минералогическим и химико-аналитическим данным, а также по результатам изучения технологической пробы, установлено, что основное богатство этих руд определяется частицами самородного золота мелких классов (Столяров и др., 2016).

ЛКСМ позволяет выделять детали нанорельефа и нанообъекты с точностью измерений по горизонтали 100 нм, по вертикали 10 нм с увеличением от $\times 200$ до $\times 16000$. Изображение строится путем последовательной съемки частей объекта, находящихся в фокусе на разной высоте. Сканирование происходит сверху вниз, после чего, все полученные изображения на разных высотах «сшиваются», образуя четкую двумерную картину, а данные о «высоте» (т.е. вертикальном положении окуляра) позволяют сформировать 3D визуализацию исследуемых объектов.

Результат сканирования выдается в двух видах (рисунок). Первый – в системе трехмерных координат как изображение деталей нанорельефа, позволяющий получать морфометрические характеристики (длина, ширина, высота частицы, площадь рельефа,

площадь проекции на горизонтальную плоскость); второй – в виде трехмерного изображения частицы, позволяющего видеть ее морфологические особенности.

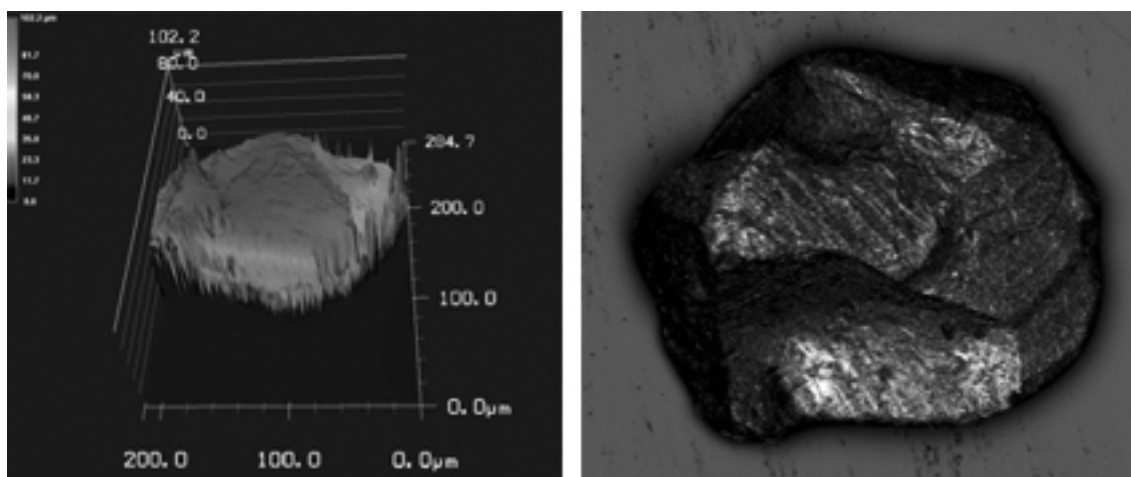


Рисунок – Два варианта трехмерного изображения кристалла самородного золота из скарновых руд Тырнаузского месторождения, полученных с помощью ЛКСМ

Цифровые данные о геометрических параметрах частиц позволяют получить новые количественные критерии не только для морфометрических классификаций частиц самородного золота, таких, например, как коэффициент изометричности, коэффициент неровности и др., и вычислять объемы и веса этих частиц, но и могут быть использованы для современных морфогенетических классификаций.

Список литературы

- Лежнев Э.И., Попова И.И., Кузьмин С.В., Слещев С.М. Конфокальная сканирующая микроскопия: принципы, устройство, применение (часть 2) // Научное приборостроение. 2001. Т.11, № 3. С.26-42.
- Маркин М.Ю., Столяров В.В., Шишкалов И.Ю. Геологические условия локализации золотого оруденения северного фланга Тырнаузского рудного поля // Вестник Южного научного центра РАН. 2014. Т. 10, № 2. С. 44-51.
- Николаева Л.А., Яблокова С.В. Типоморфные особенности самородного золота и их использование при геологоразведочных работах // Руды и металлы. 2007. № 6. С. 41-57.
- Парада С.Г. Геоморфологический аспект гранулометрического состава золота в россыпях // Геоморфология. 2008. № 4. С. 48-54.
- Парада С.Г., Столяров В.В. О связи золотого оруденения северного фланга Тырнаузского месторождения с интрузивными комплексами (Кабардино-Балкарская республика) // Доклады Академии наук. 2012. Т. 445, № 4. С. 437-440.
- Петровская Н.В. Самородное золото. Общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса. М.: Наука, 1973. 346 с.
- Столяров В.В., Парада С.Г., Попов Ю.В., Назаренко А.В. Типоморфизм самородного золота из скарнов Тырнаузского рудного узла (Кабардино-Балкарская республика) // Наука Юга России. 2016. Т. 12. № 1. С. 32-42.
- Egner A., Andersen V., Hell S.W. Comparison of the axial resolution of practical Nipkow-disk confocal fluorescence microscopy with that of multifocal multiphoton microscopy: theory and experiment // J. Microscopy. 2002. Vol. 206, pt 1. P. 24-32.
- Minsky M. Memoir on inventing the confocal scanning microscope / Scanning. 1988. Vol.10. P. 128-138.

ПИРИТ ИЗ МЕТАСОМАТИТОВ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХАНГАЛАС
(ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ):
КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЯ, ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ И ЗОЛОТОНОСНОСТЬ

**Полуфунтикова Л.И. (pli07@list.ru), Кудрин М.В. (kudrinmv@mail.ru),
Фридовский В.Ю. (fridovsky@diamond.ysn.ru)**

Якутское отделение РМО, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН
Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова

PYRITE FROM THE METASOMATITES OF THE KHANGALAS GOLD DEPOSIT
(EAST YAKUTIA):
CRISTALLOMORPHOLOGY, TRACE ELEMENTS AND AURIFERIOUS

Polufuntikova L.I., Kudrin M.V., Fridovsky V.Yu.

Yakutian Branch of the RMS, Diamond and Precious Metal Geology Institute, SB RAS
M.K. Ammosov North-Eastern Federal University

Вкрапленная пиритовая-арсенопирит- и кварцевая прожилковая минерализация на орогенных месторождениях золота Верхояно-Колымской складчатой области являются основными типами крупнообъемного оруденения. Не смотря на широкое распространение пирит-арсенопиритовой минерализации, ее изученность на отдельных осваиваемых золоторудных месторождениях остается недостаточной, а природа остается дискуссионной. Исследовался пирит из околорудных метасоматитов золоторудного месторождения Хангалас, расположенного в центральной части Яно-Колымского металлогенического пояса (Fridovsky et al., 2018). Месторождение локализовано в пределах Хангаласского разлома среди терригенных отложений верхней перми. Пирит наряду с арсенопиритом является наиболее распространенным рудным минералом, формирование которого происходило на разных этапах развития территории.

Изучение минералогического и химического состава пирита проводилось по стандартной методике с использованием оптического микроскопа ZEISS Axio, электронного сканирующего микроскопа JEOL JSM-6480LV с энергетическим дисперсионным спектрометром Energy 350 Oxford (20 кВ, 1 нА, диаметр пучка 1 мкм) (аналитик Христофорова Н.В., ИГАБМ СО РАН) и рентгеноспектрального метода на микроанализаторе Camebax-Micro (аналитик Христофорова Н.В., ИГАБМ СО РАН). Содержание Au и Ag определялось методом атомно-абсорбционной спектроскопии с электротермической атомизацией на спектрометре iCE 3500 производства компании ThermoScientific (аналитики Санникова А.Е., ИГАБМ СО РАН).

В метасоматитах месторождения Хангалас изучены несколько генераций пирита. Ранний сингенетический фрамбоидальный пирит (Py-I) образовался в период осадконакопления и диагенеза, вследствие бактериальной сульфатредукции. Фрамбоиды представлены сферическими агрегатами размером от 10 до 100 мкм. Они сложены микрокристаллами пирита, иногда имеют зональную структуру с углисто-кремниевым матриксом и образуют рассеянную или послойную вкрапленность. Для эпигенетического метаморфогенного пирита (Py-II) характерно вкрапленное площадное распространение. Выделяется два морфологических типа Py-II: тонкозернистый пирит размером от 5 до 50 мкм и крупнокристаллический (до 1-3 мм). Для Py-II характерна кубическая форма кристаллов и микротекстуры катаклаза и коррозии. Py-III развит в околорудных метасоматитах, он ассоциирует с ранним арсенопиритом (Apy-I). Сульфиды из околорудных метасоматитов имеют гипидиоморфнометазернистую структуру с образованием взаимовключений и ровных границ срастания. Они формируют

вкрапленную и микролинзовидную текстуру. Для Ру-III характерны усложнения кубических форм до пентагондодекаэдра. Размер кристаллов от долей до 2-3 мм. По результатам микронзондового анализа в ~20% зернах Ру-III зафиксированы многочисленные включения минералов полисульфидной ассоциации (галенита, реже сфалерит и халькопирит), в единичных образцах фиксируется тетраэдрит, фрейбергит и золото. В Ру-III установлено содержание золота до 39,2 г/т, серебра до 17,38 г/т.

Изучение химического состава пиритов из метасоматитов рудных зон показало, присутствие зерен, как с избытком, так и недостатком Fe. В качестве типоморфных элементов-примесей в пиритах отмечаются As, Sb, Co, Ni и Cu. Содержание их обычно не превышает 0,5 %, лишь в некоторых случаях, в более мышьяковистых ($C_{As} \geq 1,0-2,5$ %) разновидностях общее содержание примесей составляет 1,0-2,5 %. Мышьяк присутствует в 50 % проанализированных зерен. В среднем содержание мышьяка составляет 1,1 % при достаточно неоднородном распределении ($v=46$ %). Повышенные содержания As ($C_{As}=1,7-2,3$ %) связаны с изоморфным замещением As-S, что характерно для кристаллов с избытком железа ($S/Fe= 1,9-1,98$). Кобальт присутствует в пиритах редко, но его содержание достаточно стабильно ($CCo=180-440$ г/т). Возможно, примесь Co характерна для ранних генераций пирита, т.к. в золотоносном пирите, в изученных образцах, примесь кобальта не обнаружена. Никель является весьма распространенной примесью и отмечается в 70 % изученных зерен, при этом преобладают невысокие (10-50 г/т) содержания. Около 20 % зерен пирита имеют больше 0,1 % примеси Ni. Соотношение Ni/Co изменяется от 0,6 до 4,5, что свидетельствует об изменении условия формирования пирита. Медь, наиболее часто встречающаяся примесь в пиритах. Присутствие Cu в составе пирита фиксируется в 72 % проанализированных зерен и составляет от 10 до 560 г/т. Наиболее значимая корреляционная связь отмечается между Cu, Co и Ni ($r=0,3-0,4$). В гидротермально-метасоматических разновидностях пирита содержание Cu уменьшается, что связано с перераспределением примесного состава и формированием халькопирита. Содержание Sb присутствует в 55 % проанализированных кристаллов и составляет 10-180 г/т. В золотоносном пирите содержание сурьмы заметно повышается до 230-650 г/т.

Таким образом, в метасоматитах месторождения Хангалас установлено 3 генерации пирита. В околорудных метасоматитах кристалломорфология пирита усложняется. Сингенетический и метаморфогенный пирит имеют повышенные содержания Co, Ni и Cu. Типоморфным признаком пирита из метасоматитов являются примеси As и Sb, концентрация которых прямо пропорциональна его золотоносности.

Исследование выполнено при финансовой поддержке по плану НИР ИГАБМ СО РАН и РФФИ (проекты 18-35-00336 мол_а; 18-45-140040 р_а).

Список литературы

Fridovsky V.Yu., Kudrin M.V., Polufuntikova L.I. Multi-stage deformation of the Khangalas ore cluster (Verkhoyansk-Kolyma folded region, northeast Russia): ore-controlling reverse thrust faults and post-mineral strike-slip faults // Minerals. 2018. Т. 8. № 7. С. 270.

ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ В МЕТАКРИСТАЛЛАХ ПИРИТА
ИЗ ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩ ЧАЙ-ЮРЬИНСКОГО РАЗЛОМА,
ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКАЯ СКЛАЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Полуфунтикова Л.И.^{1,2} (pli07@list.ru), Фридовский В.Ю.¹ (fridovsky@diamond.ysn.ru),
Тарасов Я.А.¹ (yarik18051996@mail.ru)

Якутское отделение РМО, ¹Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН

²Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова

TRACE ELEMENTS IN PYRITE METACRYSTALS
FROM TERRIGEN THICKNES OF THE CHAY-YURYNSKY FAULT,
VERKHOYAN-KOLYMA FOLDED AREA

Polufuntikova L.I.^{1,2}, Fridovsky V. Yu.¹, Tarasov Ya. A.¹

Yakutian Branch of the RMS, ¹Diamond and Precious Metal Geology Institute, SB RAS

²M.K. Ammosov North-Eastern Federal University

Пирит является наиболее широко распространенным минералом орогенных золоторудных месторождений в терригенных толщах Верхояно-Колымской складчатой области. Его проявления также известны в безрудных комплексах (Polufuntikova et al, 2019). В обоих случаях важнейшим фактором определяющим локализацию зон пиритизации являются трансоровые разломы, обеспечивающие транзит региональных флюидных потоков. Нами изучены зоны пиритизации в коренных обнажениях руч. Хара-Юрях (правый приток р.Нера), удаленные от известных месторождений золота. Они приурочены к региональному Чай-Юрьинскому разлому. Сульфидная минерализация представлена обильной вкрапленностью идиоморфных кристаллов пиритов размером от 1-10 мм.

Рентгеноспектральный анализ пиритов (микроанализатор Camebax-Micro, аналитик Христофорова Н.В., ИГАБМ СО РАН) показал, что в большинстве зерен состав стехиометричен, в 30% анализов наблюдается избыток железа. В качестве типоморфных элементов-примесей в пиритах отмечаются Co, Ni, As, Sb и Cu. Их общее содержание составляет 0.1-0.4 %. В метакристаллах пирита установлены изменения концентраций элементов-примесей, которые нередко формируют химическую зональность (рис.1). Постоянно присутствует примесь Co, в зональных кристаллах максимальная концентрация Co характерна для центральной части кристаллов (рис.1), что связано с изоморфным вхождением Co в состав пирита в восстановительных условиях на стадии диагенеза. Содержание Co изменяется в пределах от 0.02 до 0.1% со значительной степенью рассеянности ($v=30\%$). Примесь Ni установлена в 76% зерен. Отмечается большой диапазон вариаций ее содержания ($C_{\min}=0.002\%$; $C_{\max}=0.19\%$). Повышенные концентрации распределены не всегда закономерно, но чаще приурочены к периферийной части зерен. Во внешних зонах кристаллов проявляется отчетливая прямая зависимость между концентрациями Ni и As ($r = 0.98$). Примесь As в метакристаллах пирита встречается реже, ряд кристаллов относится к безмышьяковистым разновидностям. В 60% анализов в содержание As варьирует в пределах от 0.05 до 0.15%. Повышенное содержание мышьяка фиксируется как в центре, так и по периферии зерен (рис. 1). На диагенетической стадии формирования пирита происходило его обогащение мышьяком ($C_{As}=0.2-0.3\%$) из осадков. В результате в центре кристаллов наблюдаются повышенные концентрации As. На заключительной стадии метакристаллы обогащаются мышьяком ($C_{As}=0.2\%$), связанным с метаморфогенно-гидротермальными флюидами. Можно предположить механизм изоморфного замещения серы мышьяком, о чем свидетельствует

сильная отрицательная корреляция между их содержаниями ($r = -0.8$). Примесь Cu присутствует во всех проанализированных зернах. Отмечаются участки, обогащенные примесью меди и участки, где ее содержание снижается до минимума. Возможно, это связано с высокой миграционной способностью меди, которая зависит от температурного режима. Концентрации меди в изученных кристаллах составляют 0.01-0.03%. Содержание Sb изменяется в пределах от 0.001 до 0.05%, но в 65% анализов $C_{Sb}=0.01-0.03\%$. Повышенные содержания Sb фиксируются в пиритах с избыточным содержанием железа. Высокий отрицательный коэффициент корреляции между содержаниями S и Sb ($r = -0.75 - -0.88$) свидетельствует об их изоморфном замещении. Повышенные концентрации Sb нередко приурочены к центральной части кристаллов, на завершающей стадии формирования пиритов содержание Sb снижается.

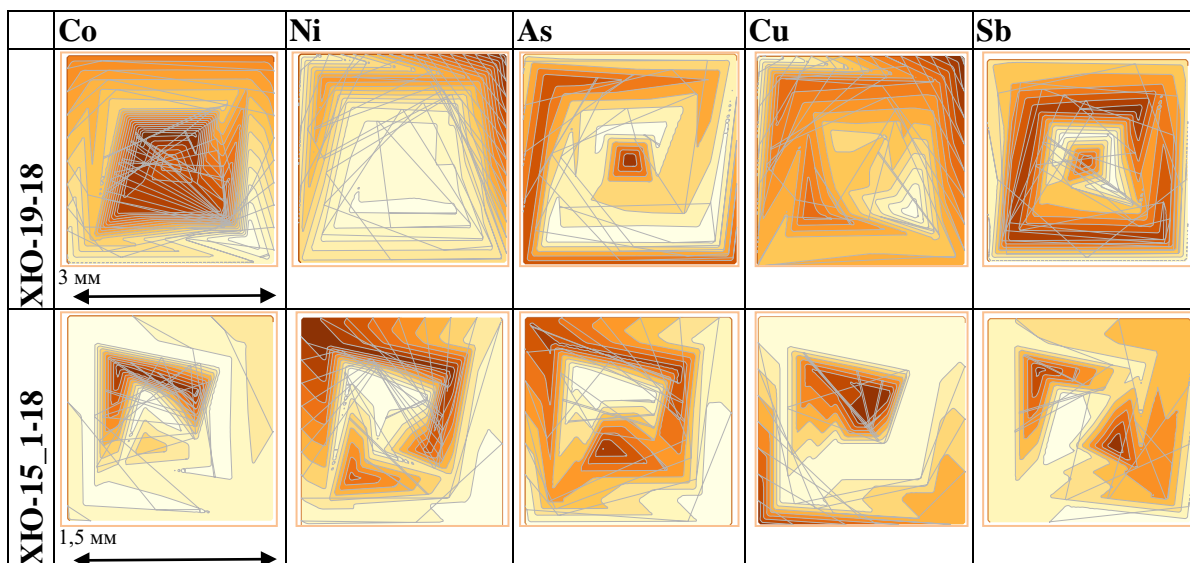


Рис. 1. Распределение элементов-примесей в метакристаллах пирита. Обработка данных проведена в программе Surfer. Метод интерполяции –Triangulation with Linear Interpolation

Проведенное исследование показало, что к типоморфным элементам-примесям в метакристаллах пирита относятся Co, Ni, Sb, As и Cu. Для них характерны низкие концентрации и неоднородность распределения. Зональность распределения элементов-примесей отражает полистадийность роста метакристаллов пирита. Диагенетическая стадия сопровождалась накоплением Co, As и Sb в центральной зоне, а метаморфогенно-гидротермальная – Ni и As во внешней зоне кристаллов.

Исследование выполнено при финансовой поддержке по плану НИР ИГАБМ СО РАН и РФФИ (проект18-45-140040 p_a).

Список литературы

Polufuntikova L.I., Fridovsky F.Yu., Gamyarin G.N Isotopic-geochemical characteristics of quartz and pyrite in the Upper carboniferous rocks of South Verkhoyanye, Northeast Russia: an insight into the genesis of veinlet-disseminated mineralization// WMESS-2019, Prague, Czech republic, 2019.

АКЦЕССОРНЫЕ ХРОМШПИНЕЛИДЫ ИЗ АПОГИПЕРБАЗИТОВ ТЕКТОНИЧЕСКОГО
МЕЛАНЖА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЗОНЫ ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА
БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Попов Ю.В. (popov@sfedu.ru)

Ростовское отделение РМО, Южный федеральный университет

ACCESSORY CHROME SPINELS FROM THE APOHYPERBASITES OF THE TECTONIC
MELANGE OF THE NORTHWESTERN PART OF THE ZONE OF THE FRONT RANGE OF
THE GREATER CAUCASUS

Popov Yu.V.

Rostov Branch of the RMS, Southern Federal University

Для серпентинизированных гипербазитовых комплексов составы хромшпинелидов служат наиболее информативным источником информации об их важнейших генетических особенностях - от приуроченности к геодинамическим обстановкам до реконструкции условий магмогенерации и физико-химических условий трансформации пород в коровых условиях.

В северо-западной части Большого Кавказа на фланге Даховского выступа герцинского кристалликума зоны Передового хребта обнажается серия тектонических платин серпентинитов беденского комплекса, входящих в зону тектонического меланжа. Серпентиниты секутся малыми интрузиями завершающей фазы позднепалеозойского коллизионного гранитоидного магматизма и содержат фрагменты этих тел в виде тектонических блоков-обдавшей. Породы нацело серпентинизированы; сложены ассоциациями с разным соотношением минеральных видов серпентинитов: от хризотил-лизардитовых до хризотил-антигоритовых (Попов и др., 2019). Хромшпинелиды в серпентинитах присутствуют в виде зерен размером до 1 мм, практически всегда имеют внешнюю магнетитовую оторочку с незначительным содержанием хрома, обрамляемую, в свою очередь, тонким серпентин-хлоритовым агрегатом.

Хромшпинелиды изучены в полированных аншлифах электронно-зондовыми методами на электронном микроскопе Tescan VEGA II LMU, оснащенный системами микроанализа INCA ENERGY 450/XT и INCA Wave 700 в Центре исследований минерального сырья и состояния окружающей среды Южного федерального университета.

Методами элементного картирования установлено зональное распределение элементов в хромшпинелидах, отражающее перераспределение связанных положительной корреляционной зависимостью Al_2O_3 и MgO , с одной стороны, и железа - с другой. В наиболее изменённых зернах выделяются обеднённое магнием и алюминием ядро ($Al_2O_3 < 2$ вес.%) → контрастная обогащенная Al_2O_3 (>10 вес.%) зона → магнетитовая кайма. Такое строение отражает два этапа трансформаций: 1) переход хромшпинелидов из субферрихромитов в хромиты, что в целом типично для условий низкотемпературного метаморфизма при относительно низком давлении воды в системе (Candia, Gaspar, 1997); отсутствие выраженных оторочек хроммагнетита вокруг богатых алюминием внешних зон указывает на отсутствие последующего длительного прогрева пород (Kapsiotis, 2014); 2) образование магнетитовых оторочек в окислительных условиях при высоком соотношении флюид / порода, связанное с воздействием гранитоидного интрузива. Метасоматические преобразования хромшпинелидов происходили на этапе герцинской коллизии, когда оторванные от офиолитового меланжа фрагменты

апогипербазитовых тел были причленены к краю Даховского блока, дислоцированы и прорваны гранитными интрузиями.

Выявление зерен без признаков зональности (за исключением магнетитовых оторочек) позволяет использовать их для петрогенетических реконструкций. Внутренние области таких хромшпинелидов соответствуют субферрохромитам (по классификации Н.В. Павлова) со значениями Cr# ~0.80-0.81, Mg# ~0.35-0.40, содержанием TiO₂ <0.8 вес.%, NiO <0.2 вес.%. Их составы указывают на принадлежность к ультрабазитам офиолитового комплекса и типу офиолитов супра- или надсубдукционных зон (SSZ), ассоциирующих с островодужными комплексами (Pearce et al., 1984); они сопоставляются с хромшпинелидами преддуговых офиолитов и отождествляемых с ними офиолитов Нидарского комплекса (рис. 1.1, 1.2). Повышенная хромистость (до ~0.81) свидетельствует о высоких степенях плавления субстрата, что также характерно для офиолитов надсубдукционных зон (SSZ), образующихся при участии субдукционного водного флюида. На соответствие составов субстрата субдукционным условиям указывает и отношение содержания титана и глинозёма (рис.1.3).

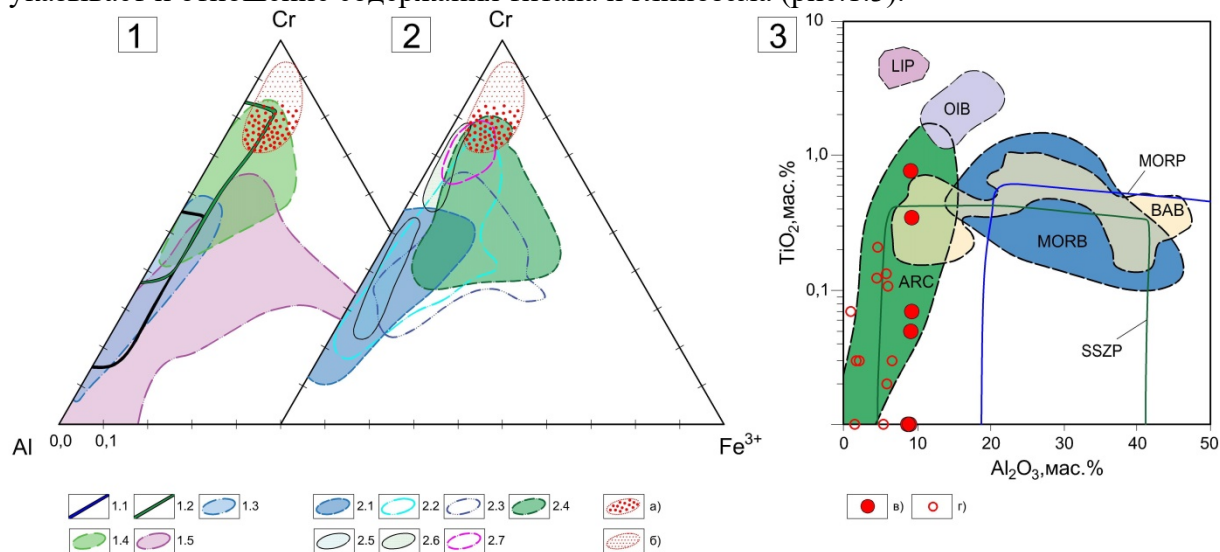


Рис. 1. Соответствие составов даховских хромшпинелидов (внутренние области) составам хромшпинелидов из пород разных геодинамических обстановок (по Barnes, Roeder, 2001; Dick, Bullen, 1984; Zaeimnia et al., 2017, Ghazi, 2011): 1.1 – перидотиты островных дуг, 1.2 – абиссальные перидотиты, 1.3 – ультрамафиты COX, 1.4 – ультрамафиты глубоководных желобов, 1.5 – ксенолиты ультрамафитов из базальтов, 2.1 – абиссальные перидотиты, 2.2 – океаническое дно, 2.3 – океанические острова, 2.4 – островные дуги; 2.5 – ультрамафитовые массивы срединных хребтов Атлантического и Индийского океанов, 2.6 – серпентинитовые диапиры фронтальных частей Марианской и Идзу-Бонинской островных дуг, 2.7 – Нидарские перидотиты; SSZP – океанические надсубдукционные перидотиты; а, в – исходные субферрихромиты; б, г – составы измененных внутренних частей зерен.

Список литературы

Попов Ю.В., Жабин А.В., Пустовит О.Е. Минеральный состав серпентинитов тектонического меланжа Даховского кристаллического выступа (Большой Кавказ) // Геология и геофизика Юга России. 2019. № 4. С. 38-48.

Kapsiotis, A. Composition and alteration of cr-spinels from milia and pefki serpentinized mantle peridotites (pindos ophiolite complex, Greece) // Geologica Carpathica. 2014. 65 (1). Pp. 83-95.

Candia, M.A.F., Gaspar, J.C. Chromian spinels in metamorphosed ultramafic rocks from Mangabal I and II complexes, Goiás, Brazil //Mineralogy and Petrology. 1997. № 60 (1-2). Pp. 27-40.

Pearce, J.A., Lippard, S.J., Roberts, S. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites / Kokelaar, B.P., and Howells, M.F., eds., Marginal Basin Geology: Volcanic and Associated Sedimentary and Tectonic Processes in Modern and Ancient Marginal Basins: Geological Society of London Special Publication. 1984. № 16. Pp. 77–94.

ФРЕСНОИТ В ЩЕЛОЧНЫХ ПЕГМАТИТАХ МАССИВА ИНАГЛИ
(АЛДАНСКИЙ ЩИТ)

Радомская Т.А.^{1,2} (taniaojigova@mail.ru), Канева Е.В.^{1,2},
Марфин А.Е.¹, Черкасова Ю.В.², Суворова Л.Ф.¹, **Владыкин Н.В.¹**

Восточно-Сибирское отделение Российского минералогического общества

¹Институт геохимии им А.П. Виноградова СО РАН, а/я 9, ул. Фаворского, 1А, Иркутск,
664033 Россия

²Иркутский национальный исследовательский университет, ул. Лермонтова, 83, Иркутск,
664074 Россия

FRESNOITE IN THE ALKALINE PEGMATITES OF THE INAGLY MASIF
(ALDAN SHIELD)

Radomskaya T.A.^{1,2}, Kaneva E.V.^{1,2}, Marfin A.E.¹, Cherkasova Yu.V.², Suvorova L.F.¹,
and **Vladykin N.V.¹**

East-Siberia Branch of the Russian Mineralogical Society

¹Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch RAS, Irkutsk, Russia

²Irkutsk National Research Technical University, Irkutsk, Russia

Впервые в щелочных пегматитах из керна скважин Инаглинского щелочно-ультрасонового массива (Южная Якутия) обнаружен минерал фресноит. По минеральному составу щелочные пегматиты Инаглинского массива разделяются на три типа: диопсид-ортоклазовые, амфибол-ортоклазовые и микроклин-альбит-амфиболовые с эгирином и натролитом, в свою очередь последние подразделяются на батисит-натролитовый и лейкофенит-томсонитовый подтипы (Ефимов и др., 1963). Пегматиты различаются по геологическому положению и внутреннему строению. Они выполняют радиальные трещины в центральной части дунитового штока, а также кольцевые и радиальные трещины на периферии дунитового штока и частично в зоне щелочных габброидов (Глаголев и др., 1974). Диопсид-ортоклазовые и амфибол-ортоклазовые пегматиты имеют простой минеральный состав и располагаются преимущественно в центральной части дунитового штока. Микроклин-альбит-амфиболовые пегматиты имеют более разнообразный минеральный состав и залегают по периферии дунитового штока. Пегматиты батисит-натролитового подтипа занимают промежуточное положение в массиве между диопсид-ортоклазовыми, амфибол-ортоклазовыми пегматитами и лейкофенит-томсонитовым подтипом.

Щелочные пегматиты с фресноитом Инаглинского массива представляют собой маломощные прожилки, залегающие на глубине 300–400 м среди дунитов. В изученном образце дунит пересекается прожилком хромдиопсидового пироксенита и перпендикулярно к нему прожилком щелочного пегматита. Между пегматитом и дунитом наблюдается контактовая реакционная кайма шириной до 7 мм. Минеральный состав каймы от дунита по направлению к пегматиту следующий: серпентин, заполняющий тонкие прожилки, вытянутые вдоль контакта; бледно-голубые игольчатые кристаллы калиевого рихтерита с подчинённым количеством тетраферифлогопита; кристаллы оранжевого тетраферрифлогопита; идиоморфные кристаллы темно-зелёного магнезиоарфведсонита. Контактная кайма между пегматитом и пироксенитом составляет ~3 мм, и в основном сложена игольчатыми кристаллами калиевого рихтерита и идиоморфными кристаллами магнезиоарфведсонита. Сам пегматит состоит преимущественно из КПШ с небольшим количеством кристаллов магнезиоарфведсонита, фресноита, фосфоиннелита, стронциевого апатита, пектолита и натролита.

Идиоморфные кристаллы фресноита желтого цвета достигают размеров $7 \times 3 \times 3$ мм. Они люминесцируют голубым цветом при воздействии коротковолнового (294 нм) ультрафиолетового излучения. Фресноит находится в тесном сростании с ксеноморфным по отношению к нему стронциевым апатитом. На периферии кристалла фресноита обнаружены сростки игольчатых кристаллов фосфоиннелита. Электронно-зондовый рентгеноспектральный микроанализ показал следующий состав фресноита (среднее и пределы вариаций по 10 анализам, мас. %): BaO 56.2(6) 55.5–57.3, SiO₂ 25.2(4) 24.7–25.7, TiO₂ 16.4(8) 15.3–17.8, SrO 1.4(3) 0.8–1.9, Na₂O 0.22(7) 0.14–0.32, Al₂O₃ 0.20(7) 0.07–0.33. Эмпирическая формула, рассчитанная по результатам анализа на 5 катионов, соответствует $(\text{Ba}_{1.80}\text{Sr}_{0.07}\text{Na}_{0.03})\text{Ti}_{1.03}(\text{Si}_{2.04}\text{Al}_{0.02}\text{O}_7)\text{O}$. Минерал характеризуется высокой примесью стронция, изоморфно замещающей барий. Многочисленные опыты по синтезу фресноита и наблюдения за природными парагенезисами позволили исследователям предположить высокотемпературный генезис природного минерала – выше 1000 °С (Robbins, 1970; Dunning et al., 2018). По-видимому, примеси стронция снижают температуру кристаллизации фресноита, поскольку синтез стронциевого фресноита происходит во время термического отжига при температуре 970 °С (Wisniewski et al., 2012).

Таким образом, в щелочных пегматитах Инаглинского щелочно-ультрасонового массива (Южная Якутия) впервые обнаружен фресноит – редкий титаносиликат бария. Он характеризуется примесью стронция до 1,9 мас. %. Температура расплава, из которого кристаллизовались щелочные пегматиты с фресноитом, составляла не менее 900 °С. Ширина контактового воздействия щелочного расплава на ультраосновные и основные породы незначительна и варьируется от нескольких мм до первых сантиметров. Магнезиально-стронциево-бариевая специфика пегматитов обусловлена с одной стороны положением Инаглинского массива в пределах Алданской щелочной провинции, обогащённой барием и стронцием, а с другой – залеганием пегматитов среди дунитов, слагающих центральную часть зонально-кольцевого массива.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 19-05-00388). Исследования выполнены с использованием оборудования Центра коллективного пользования “Изотопно-геохимических исследований” ИГХ СО РАН.

Список литературы

- Глаголев А. А., Корчагин А. М., Харченков А. Г. Щелочно-ультрасоновые массивы Арбарастах и Инагли / М.: Наука, 1974. 175 с.
- Ефимов А. Ф., Кравченко С. М., Власова Е. В. К минералогии щелочных пегматитов Инаглинского массива / Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов. Труды. 1963. № 16. С. 141–175.
- Dunning G. E., Walstrom R. E., & Lechner W. Barium Silicate Mineralogy of the Western Margin, North American Continent, Part Geology, Origin, Paragenesis and Mineral Distribution from Baja California Norte, Mexico, Western Canada and Alaska, USA // *Baymin Journal*. 2018. Vol. 19. No. 5.
- Robbins C. R. Synthesis and growth of fresnoite ($\text{Ba}_2\text{TiSi}_2\text{O}_8$) from a TiO₂ flux and its relation to the system BaTiO₃-SiO₂ // *J Res Natl Stand. Sec A*. 1970. 74A. №2. P. 229–232.
- Wisniewski W., Patschger M., & Rüssel C. Sr-fresnoite surface crystallisation in a $2\text{SrO} \cdot \text{TiO}_2 \cdot 2.75 \text{SiO}_2$ glass studied by EBSD // *CryStEngComm*, 2012. 14. №17. 5425–5433.

РТУТЬ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ЭЛЕМЕНТОВ ВО ВТОРИЧНЫХ
ОРЕОЛАХ РАССЕЯНИЯ ХАЙКТИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Симонов М.С.¹ (st063675@student.spbu.ru),

Морозов М.В.^{1,2} (docentmorozov@mail.ru)

Санкт-Петербургское отделение РМО. ¹ Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский
государственный университет. ² ООО «Теллур С-В», Санкт-Петербург

MERCURY AND MULTIELEMENT ASSOCIATIONS IN GEOCHEMICAL HALOES OF
THE KHAIKTA ORE FIELD

Simonov M.S.¹, Morozov M.V.^{1,2}

Saint Petersburg Branch of the RMS. ¹ Institute of Earth Sciences, Saint Petersburg State
University ² “Tellur N-E”, llc, Saint Petersburg, Russia

Хайктинское рудное поле расположено на территории Верхнего Приамурья в северо-восточной части Пришилкинской минерагенической зоны (Павленко, 2015, Государственная геологическая карта..., 2010). Территория Верхнего Приамурья охватывает Южно-Алданскую зону шовных структур Алдано-Станового щита, объединяющую Южно-Алданскую, Становую и Западно-Становую системы блоков, рудное поле локализовано в пределах последней. Территория характеризуется широкомасштабным развитием системы интрузивных тел, преимущественно гранитоидов, формировавшихся на протяжении длительного этапа геологической истории – с архея до раннего мела. Образование рудных месторождений непосредственно связывают внедрением интрузивных тел. На территории Хайктинского рудного поля развит золото-полиметаллический тип оруденения, который связывают с внедрением позднеюрских кислых гранитоидов амуджиканского комплекса и активизацией постмагматической гидротермальной деятельности (Стриха и др., 2000). Элементами-спутниками золота являются, в основном, медь, серебро, свинец, цинк. Совместное нахождение низкотемпературных минералов ртути (киноварь, реальгар) с минералами и элементами среднетемпературных жил может объясняться несколькими причинами, среди которых наиболее вероятно наложение низкотемпературного оруденения на среднетемпературное. В связи с этим ртуть может также рассматриваться как потенциальный спутник золота при поиске проявлений золоторудной минерализации.

Характер элементных ассоциаций на территории Хайктинского рудного поля был изучен по данным литохимического опробования по вторичным ореолам рассеяния в 2016-2018 гг. Представительная выборка составила 567 проб, проанализированных на Au и Ag (AAS), а также 9 главных (Al, Ca, Fe, K, Mg, Na, P, S, Ti) и 23 рассеянных (As, Ba, Be, Bi, Cd, Co, Cr, Cu, Ga, La, Mn, Mo, Ni, Pb, Sb, Sc, Sr, Th, Tl, U, V, W, Zn) элемента (ICP-OES) в лаборатории SGS (Чита). Статистический анализ данных позволил выделить несколько элементных ассоциаций, обусловленных сочетанием нескольких видов наложенной золото-сульфидной минерализации, а также составом породообразующих минералов во вмещающих, преимущественно интрузивных породах кислого и основного состава различной степени щелочности:

- 1) Mg-Ni-Sc-Fe-V;
- 2) Ba-K;
- 3) Na-Ca-Sr;
- 4) Be-Al-Li;
- 5) Co-(Mg)-Zn-(Ni);
- 6) Cu-Mo;
- 7) Au±(Ag-Pb).

Выделенные элементные ассоциации образуют серию аномальных геохимических полей (АГХП). Последовательная смена АГХП медно-молибденовой, золоторудной и полиметаллической элементных ассоциаций отражает характер вертикальной и латеральной геохимической зональности гидротермально-метасоматической рудной системы. Характер АГХП Хайктинского рудного поля согласуется с выявленными закономерностями распределения рудных элементов в ореолах рассеяния Верхнего Приамурья (Волочкович и др., 1999; Степанов, 2000).

По результатам исследования была сформирована выборка проб для изучения характера распределения ртути в почвах Хайктинского рудного поля и наличия взаимосвязей между накоплением ртути и характером выявленных АГХП. Вследствие повышенной летучести ртути, анализ ее содержаний не может производиться по стандартным методикам, поэтому для определения Hg был использован ртутный анализатор РА-915М (аналитик Н. И. Будим, каф. геохимии СПбГУ). Ртуть демонстрирует выраженную положительную корреляцию с золотом и большинством рудных элементов (Au, Ag, Mo, Pb, Zn), в меньшей степени – с медью. Наличие устойчивой связи ртутной минерализации (киноварь по шлиховым ореолам) с содержаниями в рыхлых отложениях других индикаторных для золото-полиметаллических систем элементов (Au, Ag, Cu, Pb, Zn, W, Mo, Sn) дополнительно изучалось на основе анализа карт геохимических и шлиховых ореолов Приамурской провинции (Вьюнов и Степанов, 2004), переведенных в цифровые модели на основе ГИС. Результаты геостатистического и корреляционного анализа свидетельствуют о наличии сильной положительной связи между содержаниями киновари и интенсивностью проявления АГХП золота, серебра, свинца и молибдена, слабой положительной - с цинком. Статистическая связь содержания киновари с интенсивностью АГХП вольфрама, олова и меди - отрицательная.

Список литературы

Волочкович К. Л., Гусев Г. С., Иванов В. В., Морозова И. А. Геохимическая и металлогеническая специализация структурно-вещественных комплексов. М.: 1999. С. 18-21.

Вьюнов Д. Л., Степанов В. А. Геохимические ореолы Верхнего Приамурья // Тихоокеанская геология. 2004. № 5. С. 116–124.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист N-51 (M-51) – Сковородино. / Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010.

Павленко Ю. В. Пришилкинская минерагеническая зона: рудные районы и узлы // Вестник ЗабГУ. 2015. № 116. С. 50–65.

Степанов В. А. Геология золота, серебра и ртути. Ч.2. Золото и ртуть Приамурской провинции. Владивосток: Дальнаука, 2000. 161 с.

Стриха В. Е. и др. Геология Хайктинского интрузивного комплекса (Верхнее Приамурье) // Тихоокеанская геология. 2000. № 5. С. 25–37.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ПЕРИТЕКТИЧЕСКИХ РЕАКЦИЙ ПРИ
ОБРАЗОВАНИИ КИСЛЫХ МАГМ В ОЧАГАХ КРУПНЫХ ИЗВЕРЖЕНИЙ
КАЛЬДЕРНЫХ ВУЛКАНОВ ОСТРОВОВ ИТУРУП И ОНЕКОТАН (КУРИЛЬСКИЕ
ОСТРОВА).

Смирнов С.З. (ssmr@igm.nsc.ru), Соколова Е.Н. (ekaterina@igm.nsc.ru), Тимина Т.Ю. (timina@igm.nsc.ru), Низаметдинов И.Р. (nizametdinov@igm.nsc.ru), Кузьмин Д.В. (kuzmin@igm.nsc.ru), Котов А.А. (kotov@igm.nsc.ru), Максимович И.А. (ivmaksimovich94@gmail.com).

Западно-Сибирское отделение РМО

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирский
государственный университет

MINERALOGICAL EVIDENCES OF PERITECTIC REACTIONS IN THE FELSIC MAGMA
RESERVOIRS OF LARGE CALDERA-FORMING ERUPTIONS AT THE ITURUP AND
ONEKOTAN ISLANDS (KURIL ISLANDS)

**Smirnov S.Z., Sokolova E.N., Timina T.Yu., Nizametdinov I.R., Kuzmin D.V., Kotov A.A.,
Maksimovich I.A.**

West-Siberian Branch of RMS

Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk State University

Крупные кальдерообразующие извержения представляют собой значительные события в истории Земли. Их последствиями становятся региональные изменения ландшафтов, вымирание и перераспределение биоты, существенные вариации климата и многие другие.

Исследования продуктов крупных кальдерных извержений на островах Большой Курильской гряды выявило необычные парагенезисы минералов.

В дацитовых пемзах перешейка Ветрового на острове Итуруп, связанных с одним из крупнейших плейстоцен-голоценовых кальдерных извержений Курило-Камчатской островодужной системы (Smirnov et al., 2019), эти парагенезисы представлены сростками, состоящими преимущественно из магнезиальных клино- и ортопироксена и основного плагиоклаза. Реже встречаются мирмекитовые сростки ортопироксена и магнетита, которые представляют собой продукты реакции расплава с оливином. Минералы плагиоклаз-пироксеновых сростков близки по составу к ранней ассоциации вкрапленников в пемзах, так называемому «габбро-норитовому парагенезису» (Смирнов и др., 2017), похожему на ассоциации основных пород в большей степени, чем на кислые.

Клинопироксены сростков из пемз обладают высоким Mg# (69-75) и низким содержанием Al_2O_3 . Их характерной особенностью является обилие кристаллических включений, среди которых важную роль играют реликты амфибола. Составы амфиболов варьируют от Mg роговой обманки и чермакита до магнезио-гастингсита. Содержание Al_2O_3 в амфиболах варьирует в широких пределах от 8 до 13 мас. %. В ассоциации с амфиболом клинопироксен содержит включения ортопироксена, основного плагиоклаза и магнетита. Минералы этой ассоциации по составу подобны вкрапленникам в пемзах и содержат во всех зонах стекловатые включения риолитового расплава нормальной щелочности с пониженным содержанием K_2O .

В южной части острова Онекотан в непосредственной близости от древней кальдеры Крыжановского и голоценовой кальдеры Тао Русыр встречаются крупные блоки полнокристаллических пород, сложенных клинопироксеном (40 %), ортопироксеном (20%), плагиоклазом (30%) и магнетитом (10%), которые могут быть отнесены к

габброноритам. Они обеднены SiO_2 (44,9 мас.%), содержат 4,8 мас. % MgO и по соотношению кремнезема и суммы щелочей похожи на наиболее примитивные породы Курильских островов. По составу пироксены и плагиоклаз похожи на минералы сростков в пемзах перешейка Ветрового на острове Итуруп. Клинопироксен (Mg\# 66 – 83) содержит реликты амфибола. Включения амфиболов относятся по составу к Mg роговым обманкам, реже к магнезио-гастингситам с содержанием Al_2O_3 от 4 до 10 мас.%. Подобно сросткам в пемзах перешейка Ветрового реликты амфибола в клинопироксенах ассоциируют с включениями ортопироксена и основного плагиоклаза. Клинопироксен из габброноритов острова Онекотан содержит стекловатые включения расплавов риолитового состава, подобные включениям в темноцветных минералах перешейка Ветрового на острове Итуруп.

Детальные исследования составов расплавных включений в минералах вкрапленников и сростков перешейка Ветрового на острове Итуруп и в габброноритах острова Онекотан показали, что для них не характерны широкие вариации составов, которые свидетельствовали бы о фракционировании темноцветных минералов из магм более основного состава. Кроме того, наличие реликтов амфибола в ассоциации с ортопироксеном и плагиоклазом в клинопироксенах и сходство составов минералов обоих проявлений позволяют предположить, что образование габброноритов не связано с кристаллизацией базитовой магмы.

Анализ парагенезиса сростков в пемзах перешейка Ветрового на острове Итуруп и минеральных ассоциаций габброноритов Онекотана дает основание считать, что образование парагенезисов основного плагиоклаза, клино- и ортопироксена связано с перитектической реакцией разложения амфибола, сопровождающего процесс частичного плавления метабазитов отсродужной коры под воздействием тепла внедряющихся глубинных высокотемпературных магм (Smirnov et al., 2019). В результате возникает расплав риолитового состава, водосодержащий флюид и перитектический «габброноритовый» парагенезис, представленный сростками в пемзах перешейка Ветрового и габброноритовыми блоками на Онекотане. Этот процесс в основании острова Итуруп сопровождал подготовку очага к крупному извержению, вызвавшему образование дацитовых туфов перешейка Ветрового на Итурупе, а на Онекотане – породившему либо кальдеру Крыжановского, либо кальдеру Тао Русыр.

Перитектические парагенезисы минералов сопровождают генерацию кислых расплавов на разных уровнях земной коры, и их идентификация в ассоциациях вкрапленников магматических пород имеет важное значение для реконструкции петрогенезиса кислых магм.

Работа выполнена в рамках выполнения государственного задания ИГМ СО РАН и гранта РФФИ 18-05-00819.

Список литературы

Смирнов С.З., Рыбин А.В., Соколова Е.Н. и др. Кислые магмы кальдерных извержений острова Итуруп: первые результаты исследования расплавных включений во вкрапленниках пемз кальдеры Львиная Пасть и перешейка Ветровой // Тихоокеанская геология, 2017, т. 36, №1, с. 50-68

Smirnov S.Z., Rybin A.V., Kruk N.N., Timina T.Yu., Sokolova E.N., Kuzmin D.V., Maksimovich I.A., Kotov A.A., Shevko A.Ya., Nizametdinov I.R., Abersteiner A. Parental Melts and Magma Storage of a Large-volume Dacite Eruption at Vetrovoy Isthmus (Iturup Island, Southern Kuril Islands): Insights into the Genesis of Subduction-zone Dacites // Journal of Petrology, 2019, Vol. 60, No.7, P.1349-1370.

МОНАЦИТ ИЗ ПЕСЧАНИКОВ И АЛЕВРОЛИТОВ ВЕРХНЕРИФЕЙСКОЙ
ЧЕТЛАССКОЙ СЕРИИ, СРЕДНИЙ ТИМАН

Соболева А.А. (aa_soboleva@mail.ru), Шуйский А.С.

Сыктывкарское отделение РМО, Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН

MONAZITE FROM SANDSTONES AND SILTSTONES OF THE UPPER RIPHEAN
CHETLASSKAYA GROUP, MIDDLE TIMAN

Soboleva A.A., Shuyskiy A.S.

Syktvykar Branch of RMS, Institute of Geology FRC Komi Science Center UB RAS

Монацит – типичный акцессорный минерал верхнерифейских слабо метаморфизованных песчаников и алевролитов Четласского поднятия Среднего Тимана, входящих в состав светлинской, новобобровской и визингской свит четласской серии. В этих породах, кроме аллотигенного обломочного монацита, встречающегося в виде эллипсоидных и субидиоморфных зерен, широко представлен новообразованный монацит, образующий микропойкилобласты с неровными извилистыми краями и мельчайшие зерна неправильной формы. Монацит из пород всех трех свит является цериевым и похож по составу (таблица). Зерна обломочного монацита содержат 1.2–2.9 % Y₂O₃. Состав новообразованного монацита варьирует в широких пределах. Th неравномерно, пятнами, распределен в монаците, некоторые зерна с невысоким содержанием Th содержат включения Th-монацита. Содержание ThO₂ в монаците из пород светлинской свиты – 0–17.68 %, новобобровской свиты – 0–9.64%, визингской свиты – 0.53–21.96% при CaO – 0–3.02 %, 0.15–0.81 % и 0–1.48 %, соответственно. В единичных новообразованных зернах монацита из метапесчаников светлинской свиты отмечается до 5.01 % SO₃ и до 3.61 % SrO. Примесь SrO (1.13–4.72 %) встречается также в новообразованном монаците из метапесчаников визингской свиты.

Свита		N	Эмпирическая формула монацита
Светлинская	Н	9	(Ce _{0.31-0.50} La _{0.07-0.26} Nd _{0.12-0.25} Pr _{0.03-0.06} Sm _{0.02-0.04} Gd _{0-0.02} Eu _{0-0.01} Th _{0-0.17} Ca _{0-0.10} Sr _{0-0.09} U _{0-0.01})(P _{0.58-1.00} Si _{0-0.30} S _{0-0.12})O ₄
Новобобровская	О	1	(Ce _{0.46} La _{0.25} Nd _{0.16} Y _{0.03} Pr _{0.04} Sm _{0.04} Gd _{0.02} Ca _{0.02}) _{1.02} (P _{0.98} Si _{0.02})O ₄
	Н	4	(Ce _{0.42-0.53} La _{0.19-0.22} Nd _{0.15-0.19} Pr _{0.04-0.05} Sm _{0.03-0.04} Gd _{0-0.03} Th _{0-0.04} Ca _{0.01-0.03})(P _{0.96-0.98} Si _{0.02-0.04})O ₄
Визингская	О	4	(Ce _{0.43} La _{0.19-0.20} Nd _{0.14} Y _{0.05-0.06} Pr _{0.04-0.05} Sm _{0.02-0.03} Gd _{0.01-0.02} Th _{0.07-0.08} Ca _{0.04})(P _{0.93-0.94} Si _{0.06-0.07})O ₄
	Н	12	(Ce _{0.28-0.52} La _{0.05-0.29} Nd _{0.09-0.33} Pr _{0.03-0.06} Sm _{0.01-0.05} Gd _{0-0.02} Eu _{0-0.01} Th _{0-0.22} Sr _{0-0.11} Ca _{0-0.06} U _{0-0.01})(P _{0.84-1.00} Si _{0-0.16})O ₄

Примечание. О – обломочный, Н – новообразованный монацит. N – число анализов. Изучение монацита проводилось на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega 3 LMN в ЦКП “Геонаука” ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

Для рассматриваемых монацитов главной является чералитовая схема изоморфизма: $2Ce^{3+} \rightarrow Ca^{2+}(Sr^{2+}) + Th^{4+}$. В меньшей степени проявлено замещение по хаттонитовой схеме: $REE^{3+} + P^{5+} \rightarrow Th^{4+}(U^{4+}) + Si^{4+}$ и только в породах светлинской свиты есть признаки замещения $Ce^{3+} + P^{5+} \rightarrow Ca^{2+}(Sr^{2+}) + S^{6+}$.

На диаграмме Th/Ce–Th (Рис. 1А) большая часть точек состава монацита из пород трех рассматриваемых свит попадает на тренд, характерный для монацита метаморфического и магматического генезиса. Меньшее число анализов соответствует составу гидротермального монацита. График Y/LREE–Ca/Ce–Si/Ce (Рис. 1Б) позволяет

отделить магматический монацит, и в это поле попадают составы зерен обломочного монацита, обнаруженного в породах новобобровской и визингской свит.

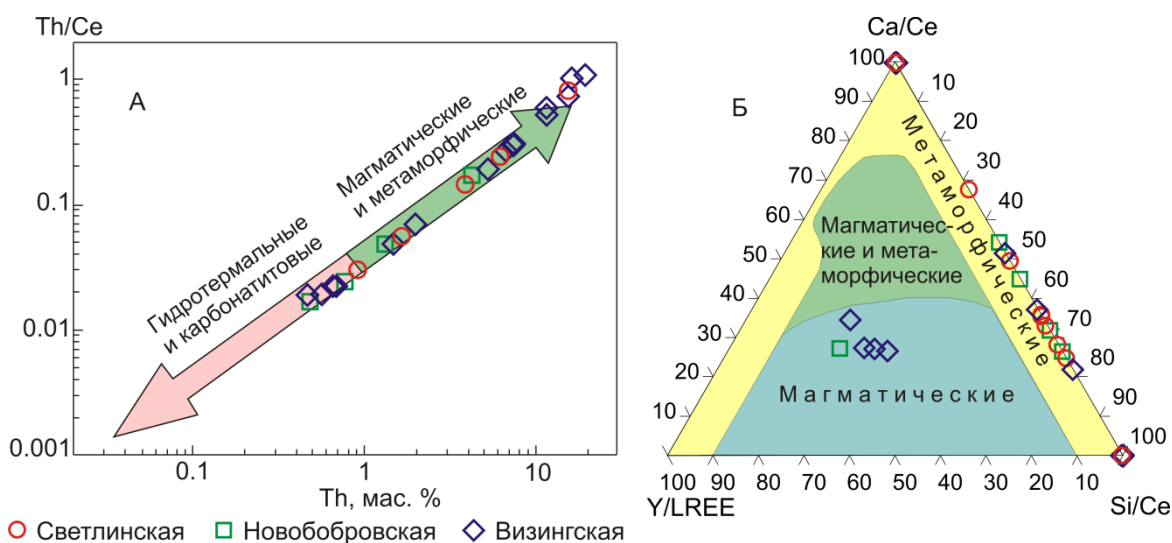


Рис. 1. Составы монацита из пород четласской серии на дискриминационных диаграммах [Wu et al., 2019] с полями состава монацита магматического, метаморфического и гидротермального генезиса и монацитов из карбонатитов.

Обломочный монацит, вероятно, поступал в песчаники и алевролиты четласской серии из разрушавшихся древних докембрийских гранито-гнейсов, гранитов и сиенитов СВ части Балтики и, возможно также, из рифтогенных позднерифейских интрузий кислого и среднего состава – аналогов северотиманских. Зерна метаморфического монацита могли сформироваться при перекристаллизации первично-осадочного рабдофанита [Кочетков, 1968] или же при преобразовании равномерно рассеянного в породах обломочного монацита. В участках развития метасоматитов на Четласском поднятии обычен монацит гидротермально-метасоматического генезиса [Кочетков, 1968, Макеев и др., 2006, Удоратина и др., 2015, Varlamov et al., 2017] и нельзя исключить его присутствие в окружающих терригенных породах.

Источник финансирования. Работа выполнена по теме госзадания ГР № АААА-А17-117121270035-0 ИГ Коми НЦ УрО РАН.

Список литературы

Кочетков О.С. Акцессорные минералы в древних толщах Тимана и Канина. Ленинград: Наука. Ленингр. отд-ние, 1968. 120 с.

Макеев А.Б., Лебедев В. А., Брянчанинова Н. И. Магматиты Среднего Тимана. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 348 с.

Удоратина О.В., Вирюс А.А., Козырева И.В., Швецова И.В., Капитанова В.А. Возраст монацитов жильной серии четласского комплекса (Средний Тиман) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Т. 243. № 3. С. 23–29.

Varlamov D.A., Udoratina O.V., Burakov N.N. Unusual monazites and Ce segregation process during alkaline metasomatism of acid substrates (Kosyu ore field, Middle Timan) // Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits. Proceedings of XXXIV Intern. Conf. Miass. 2017. V. 1. P. 292–295.

Wu, L.-G.; Li, X.-H.; Ling, X.-X.; Yang, Y.-H.; Li, C.-F.; Li, Y.-L.; Mao, Q.; Li, Q.-L.; Putlitz, B. Further Characterization of the RW-1 Monazite: A New Working Reference Material for Oxygen and Neodymium Isotopic Microanalysis // Minerals. 2019. №. 9. 583.

СФАЛЕРИТЫ ИЗ ПИРОГЕННЫХ МРАМОРОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ИОРДАНИИ

**Сокол Э.В. (sokol@igm.nsc.ru), Кох С.Н., Сереткин Ю.В., Горайнов С.В.,
Девятиярова А.С., Шарыгин В.В., Хори Х.Н., Карманов Н.С., Даниловская В.В.**
Западно-Сибирское отделение РМО, ИГМ СО РАН, Новосибирск

SPHALERITE FROM COMBUSTION METAMORPHIC MARBLES, CENTRAL JORDAN

**Sokol E.V., Kokh S.N., Seryotkin Yu.V., Goriaynov S.V., Deviatiiarova A.S.,
Sharygin V.V., Khoury H.N., Karmanov N.S., Danilovsky V.A.**
West-Siberian Branch of RMS, IGM SB RAS, Novosibirsk
Department of Geology, The University of Jordan, Amman 11942, Jordan

Уникальная цинковая минерализация, в составе которой сфалерит и гринокит сосуществуют с Zn и Cd оксидами была обнаружена в пирогенных спуррит-фторапатитовых мраморах площади Тулул Аль Хаммам (Центральная Иордания). Мраморы возникли в результате выгорания (750-850°C) битуминозного вещества биопродуктивных морских карбонатных осадков, обогащенных Zn, Cd, U, Ni, V, Mo, Cu, Se (Khoury et al., 2016; Sokol et al., 2017). В осадках формации Муваккар ~70 % Cd и ~80 % Zn присутствует в виде (Zn,Cd)S (вюртцит и сфалерит), а сульфидная сера – преимущественно в составе керогена (9-11 мас.% S). Мраморы содержат до 1660 ppm Zn и до 75 ppm Cd и состоят из (в об.%): кальцита (80-85), карбонат-фторапатита (7-15), спуррита (~ 5) и браунмиллерита (~ 3). Смежные микрослои таких пород содержат либо оксидную Zn минерализацию (цинкит, тулулит, Zn периклаз) либо халькогенидную (сфалерит, гринокит, оксихалькогениды Ca-Fe-Ni-Cu-O-S-Se, единичные зерна Se мурунсита, Tl расвумита, сульфидов и селенидов Ni, науманита (Ag₂Se) и кадмоселита (CdSe)). В сростках со сфалеритом обнаружен потенциальный новый минерал состава (Na,K,Ba)₂Zn₄S₅. Размер кристаллов сфалерита достигает 200 мкм, что позволило определить его микроэлементный состав методом LA-ICPMS. Примесный состав осадочных ZnS прекурсоров пирогенных сфалеритов оказался гораздо разнообразнее и богаче, нежели метаморфических. При обжиге осадков в сфалерит фракционируют только Se, Mn, In, Fe и Co (Рис. 1).

Особенности распределения Cd, Fe, Se и O в сфалерите были выявлены посредством монокристалльного рентгеноструктурного анализа кристалла размером (~160×80×60 мкм) с дефицитом суммы в 0.65 мас%. Минерал – кубический ZnS (*F* $\bar{4}3m$), $a = 5.40852(12) \text{ \AA}$, $V = 158.211(6) \text{ \AA}^3$, $Z = 4$. Несмотря на присутствие (в мас. %): Cd – 1.9, Fe – 1.3 и Se – 0.6, параметр a его элементарной оказался меньше такового чистого ZnS ($a = 5.4094 \text{ \AA}$ (Skinner, 1961)). Пирогенный сфалерит характеризуется разупорядоченным распределением всех примесных элементов по соответствующим позициям ZnS_{cub}. Накопленный дифракционный массив не содержит рефлексов, свидетельствующих о пониженной симметрии или наличии модулированной структуры. Также отсутствуют рефлексы, которые бы указывали на присутствие включений или доменов посторонних фаз, в частности O-содержащих (ZnO или Zn сульфаты). Уточнение структуры этого кристалла было выполнено при фиксированных значениях заселенности M-позиции катионами Zn²⁺, Cd²⁺ и Fe²⁺, отвечающих результатам его химического анализа. Доля Se в заселенности анионной позиции также соответствовала значению, определенному посредством микронзондового анализа и EDS SEM. Количество S и O в анионных позициях было определено при условии их полной заселенности. Согласно результатам структурного уточнения, формульная единица изученного кристалла сфалерита такова: Zn_{0.96}Cd_{0.02}Fe_{0.02}(S_{0.946(8)}O_{0.046(8)}Se_{0.0074}) $\Sigma=1.00$.

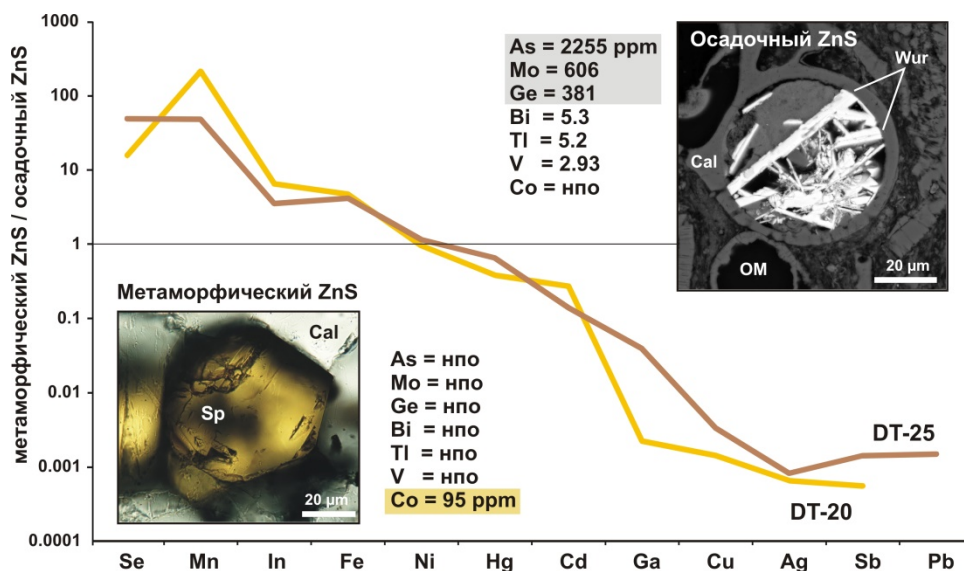


Рис.1. Мультиэлементные спектры метаморфических сфалеритов, нормированные к составу осадочного ZnS. Усреднение данных LA-ICPMS, EDS-SEM и микрозондового анализа. нпо – ниже предела обнаружения. Символы: Cal – кальцит; OM – органическое вещество; Sp – сфалерит; Wur – вюрцит.

Согласно нашим расчетам динамики решетки ZnS_{cub} (пакетом LADY), в спектре КР первого порядка ZnS_{cub} должна присутствовать одна сильная LO-полоса при 350 см^{-1} , в спектре FeS_{cub} – при 359 см^{-1} и в CdS_{cub} – при 324 см^{-1} . Отсутствие таких полос в спектре КР изученного сфалерита подтверждает отсутствие в нем обособлений FeS_{cub} и CdS_{cub} и свидетельствуют в пользу статистического распределения Zn, Fe, and Cd в его структуре. Включения ZnO, Zn сульфатов или сульфитов обнаружены не были. КР данные косвенно свидетельствуют о вхождении анионов O^{2-} в структуру сфалерита, где кислород замещает серу и его положение усреднено по всем регулярным позициям кубической ячейки. Согласно пространственному КР микро-анализу, изученный природный кристалл $(Zn,Cd,Fe)(S,O,Se)_{cub}$ является гомогенным твердым раствором.

В системе $ZnS_{cub}-ZnS_{1-x}O_x$ устойчивые конфигурации со статистическим распределением O^{2-} в позициях S^{2-} существуют при $x < 0.1$. В этом диапазоне составов при $T = 900-1100^\circ\text{C}$ синтезируют монокристаллы и пленки $ZnS_{1-x}O_x$ с уникальными полупроводниковыми свойствами (Fan et al., 2009). Посредством рентгеноструктурного анализа в системе ZnS-ZnO при 900°C доказано существование твердых растворов в области составов $\leq 5\text{ мол.}\%$ ZnS и $\geq 96\text{ мол.}\%$ ZnS. В природе образование сфалерита, допированного кислородом, обеспечил умеренно-восстановительный режим обжига осадков, богатых Zn, Cd, Se и сернистым керогеном.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (грант 17-17-01056П).

Список литературы

- Fan X.F., Shen Z.X., Lu M.Y., Kuo J-L. A theoretical study of thermal stability and electronic properties of wurtzite and zinblende ZnO_xS_{1-x} // New Journal of Physics. 2009. V 11. 093008.
- Khoury H., Sokol E., Kokh S. et al. Intermediate members of the lime-monteponite solid solutions ($Ca_{1-x}Cd_xO$, $x = 0.36-0.55$): Discovery in natural occurrence // Am. Mineral. 2016. V. 101. P. 132–147.
- Skinner B.J. Unit-cell edges of natural and synthetic sphalerites // Am. Mineral. 1961. V. 46. P. 1399–1411.
- Sokol E.V., Kozmenko O.A., Khoury H.N. et al. Calcareous sediments of the Muwaqqar Chalk Marl Formation, Jordan: Mineralogical and geochemical evidences for Zn and Cd enrichment // Gondwana Res. 2017. V. 46. P. 204-226.

КСЕНОТИМ В ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ САФЬЯНОВСКОГО
МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Сорока Е.И. (soroka@igg.uran.ru), Леонова Л.В., Булатов В.А., Притчин М.Ю.
Уральское отделение РМО, Институт геологии и геохимии УрО РАН

XENOTIME IN THE VOLCANIC-SEDIMENTARY ROCKS OF THE SAFYANOVSKOE
COPPER PYRITE DEPOSIT (MIDDLE URALS)

Soroka E.I., Leonova L.V., Bulatov V.A., Pritchinn M.Yu.
Ural Branch of RMS, Institute of Geology and Geochemistry UB RAS

Ксенотим (YPO_4) был обнаружен в образцах околорудных измененных вулканитов Сафьяновского медноколчеданного месторождения, отобранных на контакте с массивными пирит-сфалерит-халькопиритовыми рудами и прожилково-вкрапленными рудами. Кристаллы и фрагменты зерен ксенотима размером до 20 мкм обнаружены в кварцевом матриксе (Рис. 1 а) образца риодацита. Порода имеет массивную текстуру лепидогранобластовую структуру, состоящую из кварца, серицита, каолинита, карбоната. Иногда сохраняется реликтовая флюидальная текстура. В ней наблюдаются крупные зерна кварца округлой и остроугольной формы с включениями перекристаллизованного стекла размером до 1,5 мм. Вкрапленники полевого шпата размером до 2 мм нацело замещены карбонат-кварц-пиритовым агрегатом с сохранением реликтовой формы кристаллов. В образце туфопесчаника ксенотим представлен агрегатом короткопризматических изометричных кристаллов размером до 25 мкм в кварц-каолининовом матриксе (Рис. 1 б). В породе содержатся обломки неправильной формы размером до 3 мм в каолинит-серицит-карбонат-кварцевом матриксе с редкими кристаллами пирита. Карбонаты представлены доломитом и железистым магнезитом. Структура образца тонкозернистая лепидогранобластовая. Текстура основной массы пятнистая и связана с образованием мономинеральных выделений микрокварцевых агрегатов. В образце измененного риолита из прожилково-вкрапленных руд в серицит-кварцевом матриксе обнаружен циркон в сростке с ксенотимом размером до 5 мкм (Рис. 2 в).

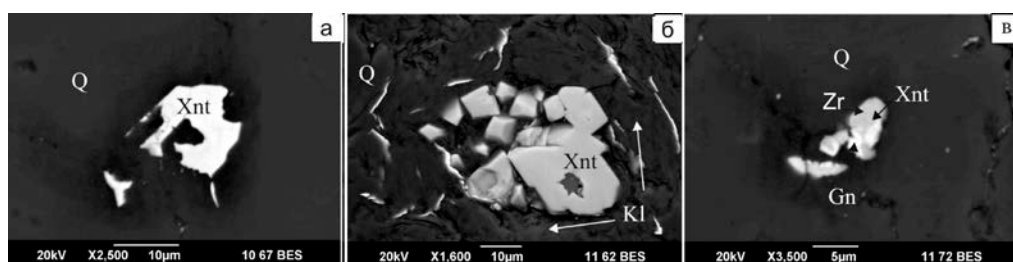


Рис. 1. BSE-фото кристаллов ксенотима из вулканитов рудовмещающей толщи Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал): а – кристалл ксенотима, риодацит (обр. 2/17); б - агрегат изометричных кристаллов ксенотима, туфопесчаник (обр. 3/17); в - циркон в сростках с ксенотимом и галенитом, прожилково-вкрапленные руды, риолит (обр. 6-3/18). Zr – циркон, Xnt – ксенотим, Kl – каолинит, Q – кварц, Gn – галенит.

Исследования ксенотима выполнены на сканирующем электронном микроскопе JSM-6390LV (JEOL) с ЭДС-спектрометром INCA Energy 450 X-max 80 (лаборатория ФХМИ Институт геологии и геохимии УрО РАН), а также на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca SX 100 (лаборатория ФХМИ ИГГ УрО РАН, оператор В.А. Булатов). Данные приведены в таблице 1.

Химический состав ксенотима в околорудных породах Сафьяновского медноколчеданного месторождения, (мас.%)

Образец, №, -точка Окислы	2/17- 1	2/17- 4	3/17-1	3/17-2	3/17- 6	3/17-8	6- 3/18- 42	6-3/18- 48	6-3/18- 49	6-3/18- 50
P ₂ O ₅	32	32,92	34,8	34,08	33,64	33,84	7,58	6,51	11,75	
CaO	0,49	0,05	0,23		0,12	0,09	3,02	2	2,43	2,68
SiO ₂								47,94	34,13	27,01
ZrO ₂								23,75	24,05	39,37
Y ₂ O ₃	41,36	46,5	41,46	47,25	47,23	47,19	29,33	10,31	17,03	22,81
SmO	2,13	0,61	0,87	0,5	0,31	0,6				
EuO	0,9	0,07	0,55		0,34	0,45				
Gd ₂ O ₃	6,89	5,37	6,08	5,6	5,31	5,87	1,76		0,65	0,62
Tb ₂ O ₃	0,84	0,67	1,13	0,89	0,64	0,62				
Dy ₂ O ₃	6,38	6,5	6,81	6,19	6,04	5,67				
Ho ₂ O ₃	1,3	1,37	0,69		1,04	1,06	0,72			
Er ₂ O ₃	2,69	3,53	2,64	2,81	2,69	2,76	2,49	0,53	1,09	
Tm ₂ O ₃	0,35	0,55	0,35		0,41	0,32				
Yb ₂ O ₃	1,77	2,17	1,33	1,34	1,48	1,5	1,89	0,94	1,48	
HfO ₂								0,56	0,59	
UO ₂	0,25	0,3	0,32		0,2	0,18		0,65		1,02
ThO ₂	0,07	0,07	0,14		0,04	0,03				0,71
Сумма	97,42	100,68	97,42	98,65	99,5	100,18	100	100	100	100

Примечание: Анализы образцов 2/17, 3/17 выполнены на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca SX 100, оператор В.А. Булатов; анализы образца 6-3/18 выполнены на JSM-6390LV (JEOL) с ЭДС-спектрометром INCA Energy 450 X-max 80, оператор Л.В. Леонова (лаборатория ФХМИ ИГГ УрО РАН). Пустые клетки – нет данных об анализах.

На Южном Урале ксенотим в рудах встречается на Талганском Cu-Zn-колчеданном месторождении (Аюпова и др., 2019). Здесь минералы РЗЭ находятся в кварц-карбонат-хлоритовом цементе сульфидных слоев, а также в конкрециях и суб- и эвгдральных кристаллах пирита. Ксенотим в виде включений до 20 мкм присутствует в наружной зоне конкреций и субгдральных агрегатов пирита, а также в параллельно-шестоватых агрегатах бастнезита и паризита. Источником вещества для образования минералов РЗЭ в гидротермальном процессе, вероятно, служил карбонатно-гиалокластический материал.

На Сафьяновском месторождении ксенотим был ранее описан в углеродисто-кремнистых метапелитах рудовмещающей толщи в виде зернистых агрегатов 25 мкм (Ярославцева и др., 2012). Исследованный нами ксенотим и циркон в рудовмещающих вулканитах, вероятно, имеют магматическое происхождение, что предполагает возможность их использования при датировании этих вулканических образований.

Работа выполнена в рамках темы государственного задания ИГГ УрО РАН (гос. регистрации № АААА-А18-118052590030-2).

Список литературы

Аюпова Н.Р., Масленников В.В., Филиппова К.А. Геохимия и минералогия редкоземельных элементов в рудах Талганского медно-колчеданного месторождения, Южный Урал // Доклады Академии наук, 2019, т. 487. № 6. С. 659-662.

Ярославцева Н., Масленников В., Сафина Н., Лещев Н.В., Сорока Е.И. Углеродсодержащие алевропелиты Сафьяновского медно-цинково-колчеданного месторождения (Средний Урал) // Литосфера, 2012, №2. С.106-124

ВЛИЯНИЕ ВТОРИЧНЫХ ПРОЦЕССОВ НА РОДИТЕЛЬСКИХ ТЕЛАХ
ОБЫКНОВЕННЫХ ХОНДРИТОВ НА СОСТАВ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В
СИЛИКАТНЫХ МИНЕРАЛАХ ПОРФИРОВЫХ ХОНДР

Суханова К.Г.^{a1} (cris.suhanova92@yandex.ru), Скублов С.Г.^{a1,2}, Котова Е.Л.^{a2}

^aСанкт-Петербургское отделение РМО, ¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, ²Санкт-Петербургский горный университет

TRACE ELEMENT MOBILITY IN CHONDRULE SILICATE MINERALS OF
EQUILIBRATED ORDINARY CHONDRITES UNDER THERMAL METAMORPHISM ON
THE CHONDRITIC PARENT BODYS

Sukhanova K.G.^{a1}, Skublov S.G.^{a1,2}, Kotova E.L.^{a2}

^aSaint Petersburg Branch of the RMS, ¹Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, ²Saint Petersburg mining university

Большая часть обыкновенных хондритов (ОХ) испытала термальный метаморфизм на своих родительских телах после аккреции. В результате нагрева до 1000°C происходило уравнивание Mg-Fe в оливине и низко-Са пироксене хондритов. Так среднее содержание Fe в оливине и пироксене ОХ практически не затронутых термальным метаморфизмом, петрологический тип (п.т.) 3, может отклоняться от средних значений на >5%, при метаморфизме 500-800°C (п.т. 4) отклонение содержаний Fe <5%, и при метаморфизме выше 800°C (п.т. 5-6) состав оливина и пироксена в хондритах становится гомогенным (Dodd, 1986). Также наблюдается неоднозначное увеличение содержаний Са в оливине с ростом петрологического типа хондритов (Miyamoto et al., 1986). Благодаря гомогенности значений Fa и Fs за ОХ п.т. 4-6 закрепилось понятие «равновесные», что привело к исключению этих хондритов при изучении составов хондр и их силикатных минералов с целью исследования образования хондр в протопланетном облаке на ранних этапах развития Солнечной системы.

Тем не менее сравнительный анализ содержаний редких элементов в оливине и низко-Са пироксене порфировых хондр равновесных и неравновесных (п.т.3) хондритов выявляет их минимальные различия. Содержание редких и редкоземельных элементов (REE) в силикатных минералах порфировых хондр метеоритов Княгиня (L/LL5) и Еленовка (L5) было определено методом масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в ЯФ ФТИАН. Материал для исследования был предоставлен Горным музеем Санкт-Петербургского горного университета. Для сравнения полученных содержаний с минералами неравновесных обыкновенных хондритов (НОХ) были использованы данные полученные (Jacquet et al., 2015).

В НОХ по содержанию FeO в оливине и низко-Са пироксене выделяют два типа порфировых хондр - магнезиальный тип I (Fa и Fs >90) и ферромагнезиальный тип II (Fa и Fs <90). Минералы хондр типа I обогащены рефракторными литофильными элементами (РЛЭ), что подразумевает их образование в результате фракционной кристаллизации, при этом минералы хондр II обеднены РЛЭ, что соответствует периодической кристаллизации (Jacquet et al., 2015).

Оливин и низко-Са пироксен равновесных обыкновенных хондритов (РОХ) незначительно отличаются от минералов НОХ (рис.) и в большей степени близки к минералам хондр типа I. При этом оливин РОХ обогащен РЛЭ, в особенности Hf и Са, относительно оливина хондр типа I за исключением рефракторных несовместимых Y и Al и летучих совместимых V, Ni и Cr. Низко-Са пироксен РОХ практически полностью соответствует низко-Са пироксену НОХ и близок к составу пироксена хондр типа I. При

этом пироксен обогащен Zr, Hf и Nb и незначительно HREE и обеднен Al. Хотя общая тенденция распределения REE в пироксене сохраняется, тем не менее в POX появляется явная отрицательная европиевая аномалия. Также наблюдается незначительная обедненность совместимыми V, Ni и Cr.

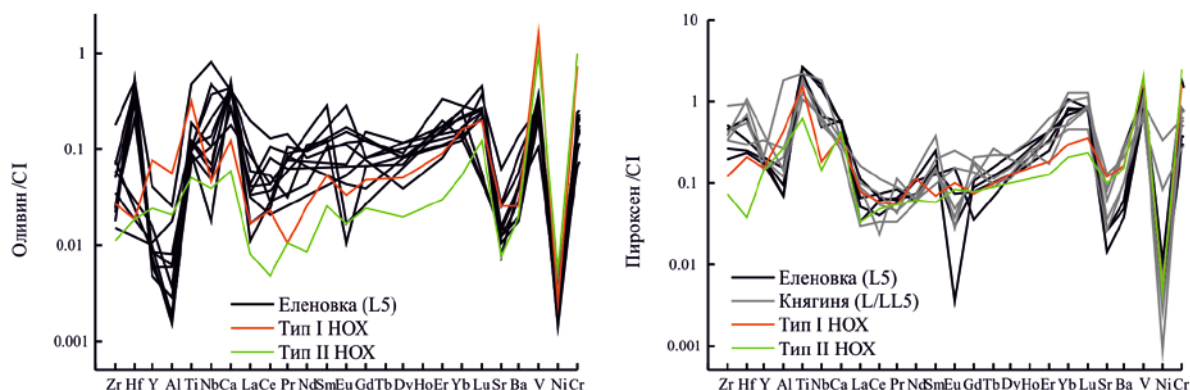


Рис. Спектры распределения редких элементов в оливине и низко-Са пироксене

Сидерофильные элементы (Ni и Cr) в оливине и пироксене очень чувствительны к условиям термального метаморфизма и мигрируют в матричную часть хондритов, участвуя в уравнивании составов тэнита и камасита и образовании хромита (Dodd, 1986). Потеря V могла происходить в окислительных условиях термального метаморфизма, при которых V становится менее совместимым с оливином и пироксеном (Jacquet et al., 2015). Сильная прямая корреляция Al и Y в оливине указывает на единую причину их низких содержаний и отражает процесс альбитизации Са-плаггиоклаза и стекла хондр. Отсутствие отрицательной корреляции Са с Al и Y в оливине может объясняться образованием высоко-Са пироксена в хондрах и Са-фосфатов в матрице хондритов. Но остается не до конца ясным сохранение содержаний Sr и Ba совместимых плаггиоклазу на уровне НОХ, хотя их мобильность в обстановке активности флюидов при образовании плаггиоклаза отмечалась многими авторами (например, Engler et al., 2007).

Содержания Hf и LREE в оливине и низко-Са пироксене POX находятся на одном уровне, хотя и обогащены относительно НОХ, и являются отпечатком прекурсорного (предшествующего хондре) материала. Содержания Zr и Nb в низко-Са пироксене POX положительно коррелируют друг с другом и скорее всего также были установлены прекурсорами хондр, а отрицательная аномалия Eu отражает восстановительные условия кристаллизации пироксена в хондре.

Таким образом, редкие элементы в оливине и низко-Са пироксене демонстрируют схожие изменения в условиях вторичных процессов на родительских телах ОХ, хотя оливин подвержен изменениям в большей степени. Так летучие совместимые элементы V, Ni и Cr переходят во вторичные минералы хондритов. Al и Y и по всей видимости Са участвуют в альбитизации стекла хондр. Но содержание рефракторных Zr, Hf и Nb и REE остается без изменений и унаследовано от прекурсорного материала.

Список литературы

Jacquet E., Alard O., Gounelle M. Trace element geochemistry of ordinary chondrite chondrules: The type I/type II chondrule dichotomy //GCA. 2015. Т. 155. С. 47-67.

Miyamoto, M., McKay, D. S., McKay, G. A., Duke, M. B. Chemical zoning and homogenization of olivines in ordinary chondrites and implications for thermal histories of chondrules //Journal of Geophysical Research. 1986. Т.91. №.B12. С.12804-12816.

Додд Р. Т. Метеориты. Петрология и геохимия. – Мир, 1986.

Varela, M. E., Kurat, G., Ebel, D., Sylvester, P. The origin of non-porphyrific pyroxene chondrules in UOCs: Liquid solar nebula condensates? //Icarus.2007. Т.192. №.1. С.248-286.

РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ОЛИВИНЕ МАНТИЙНОГО КСЕНОЛИТА ИЗ
КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ БУЛТФОНТЕЙН (ЮАР)

Шарыгин И.С.¹ (isharygin@crust.irk.ru), Дымшиц А.М.¹, Головин А.В.², Тарасов А.А.²

¹ Восточно-Сибирское отделение РМО, Институт земной коры СО РАН

² Западно-Сибирское отделение, Институт геологии и минералогии
им. В.С. Соболева СО РАН

MELT INCLUSIONS IN MANTLE XENOLITH FROM BULTFONTEIN KIMBERLITE PIPE
(SOUTH AFRICA): RAMAN SPECTROSCOPY STUDY

Sharygin I.S.¹ (isharygin@crust.irk.ru), Dymshits A.M.¹, Golovin A.V.², Tarasov A.A.²

¹ East-Siberian Branch of the RMS, Institute of the Earth's crust, Siberian Branch of RAS

² West-Siberia Branch, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of RAS

Primary composition of kimberlite melt is poorly constrained because kimberlites ubiquitously contaminated by xenogenic material and altered by post-emplacement hydrothermal processes. Recent study of unique unaltered xenoliths of sheared garnet peridotites from Udachnaya-East kimberlite pipe (Siberian craton) discovered melt inclusions in olivine (Golovin et al. 2018; 2020). This type of xenoliths represents the deepest mantle rocks derived from the base of lithosphere (180–230 km depths). The melt inclusions were interpreted to be snapshots of the most primitive (i.e., close-to-primary) kimberlite melt that were infiltrated into the sheared peridotites. Alkali carbonates, halides and sulphates were found among daughter phases in these melt inclusions indicating that the primary kimberlite melt was alkali-carbonatitic in composition. We studied unexposed melt inclusions in olivine from one sheared peridotite xenolith from another kimberlite locality, Bultfontein pipe (Kaapvaal craton, South Africa), using a confocal Raman microprobe system Horiba Jobin Yvon LabRAM HR800 equipped with a 532-nm laser. The melt inclusions in studied sample (Fig. 1a) are texturally similar to those in the Udachnaya-East sheared peridotites. However, they are less abundant than in the Udachnaya-East sheared peridotites because olivine grains are extremely serpentinized. Raman spectroscopy reveals that melt inclusions in the Bultfontein xenolith contain calcite CaCO_3 , dolomite $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, shortite $\text{Na}_2\text{Ca}_2(\text{CO}_3)_3$, nyerereite $(\text{Na,K})_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$ (Fig. 1b), eitelite $\text{Na}_2\text{Mg}(\text{CO}_3)_2$, northupite $\text{Na}_3\text{Mg}(\text{CO}_3)_2\text{Cl}$ and bradleyite $\text{Na}_3\text{Mg}(\text{PO}_4)(\text{CO}_3)$. This daughter minerals assemblage, containing alkali carbonates, is similar to the mineralogy of the melt inclusions in the Udachnaya-East sheared peridotites. Therefore, conclusion about alkali-carbonatitic composition of primary kimberlite melt is true not only for Udachnaya-East kimberlites and could be extended to other kimberlites.

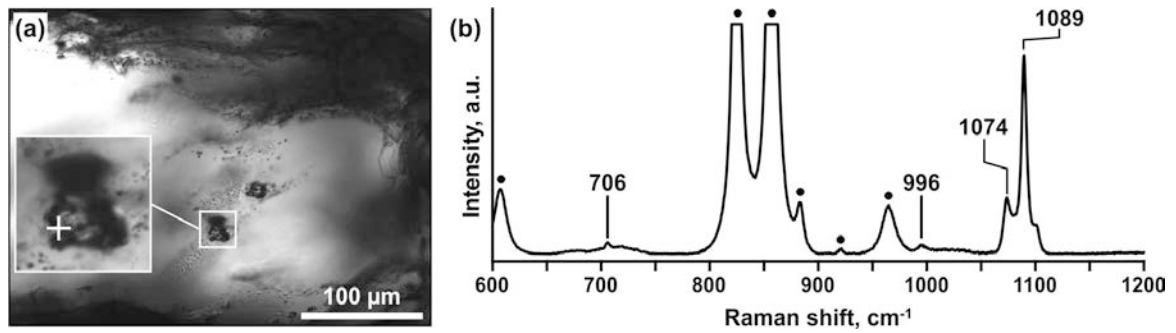


Figure 1: (a) Melt inclusions in olivine of the sheared peridotite xenolith from Bultfontein kimberlite pipe. White cross indicates point for Raman spectrum in pallet (b). (b) Raman spectrum of a daughter phase within inclusion. Numbers and black circles label peaks of nyerereite (for reference see Fig. 12 in (Golovin et al., 2017)) and host olivine, respectively.

This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research (grant No. 20-35-70058).

References

- Golovin, A.V.; Sharygin, I.S.; Korsakov, A.V. Origin of alkaline carbonates in kimberlites of the Siberian craton: Evidence from melt inclusions in mantle olivine of the Udachnaya-East pipe // *Chemical Geology*. 2017. № 455. P. 357-375
- Golovin, A.V.; Sharygin, I.S.; Kamenetsky, V.S.; Korsakov, A.V.; Yaxley, G.M. Alkali-carbonate melts from the base of cratonic lithospheric mantle: Links to kimberlites // *Chemical Geology*. 2018. № 483. P. 261-274,
- Golovin, A.V.; Sharygin, I.S.; Korsakov, A.V.; Kamenetsky, V.S.; Abersteiner, A. Can primitive kimberlite melts be alkali-carbonate liquids: Composition of the melt snapshots preserved in deepest mantle xenoliths // *Journal of Raman Spectroscopy*. 2020. 10.1002/jrs.5701

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ КАЧЕСТВА ИСКОПАЕМЫХ УГЛЕЙ

**Якушина О.А. (yak_oa@mail.ru), Ожогина Е.Г. (ojogina@vims-geo.ru),
Астахова Ю.М. (astachova_j@mail.ru), Кривошеков Н.Н. (vims-rentgen@mail.ru)**
Московское отделение РМО, ФГБУ «ВИМС им. Н.М. Федоровского», Москва

MINERALOGICAL CRITERIA FOR QUALITY EVALUATION OF COALS

Yakushina O.A., Ozhogina E.G., Astakhova J.M., Krivoshchekov N.N.
Moscow Branch of the RMS, FSBE “VIMS”, Moscow

Развитие цивилизации, как и условие благополучия жизни непрерывно связано с потреблением энергии. Одним из самых старых известных человеку источников энергии является уголь. Несмотря на уменьшение доли в общем балансе потребляемых энергоресурсов, уголь остается востребованным сырьем. В Энергетической стратегии Российской Федерации на период до 2035 года, одобренной 2 апреля 2020 года Правительством России, определено, что задачами угольной отрасли по обеспечению потребностей социально-экономического развития страны является, в том числе, увеличения объемов добычи угля в диапазоне 485-668 млн т в период до 2035 года и возрастании экологических требований к качеству используемых в промышленности углей. В комплекс ключевых мер развития входят внедрение инновационных технологий, автоматизации и роботизации процессов добычи, переработки и транспортировки угля. Реализация этих мер должна быть основана на глубоком изучении состава и свойств ископаемых углей.

Различие петрофизических свойств углей определяет необходимость их диагностики для оценки установления качества и выбора рациональных направлений использования. К сожалению, основным направлением промышленного использования углей по-прежнему является энергетическое – сжигание в слоевых и факельных топках. Однако необходим переход к их комплексному использованию: в углях и вмещающих породах установлены повышенные концентрации германия, галлия, урана, скандия, молибдена, свинца и цинка (Юдович, Кетрис, 2015), востребованных при производстве критических видов продукции, промышленное извлечение которых может существенно повысить экономический потенциал этих месторождений.

Для прогнозной оценки качества углей и создания высокоэффективных схем их обогащения необходимо глубокое изучение не только мацеральной, но и минеральной составляющей, отвечающей за зольность и сернистость сырья методами технологической минералогии. Состав минеральных компонентов углей обуславливает энергетическую ценность углей, определяет возможность использования зол, шлаков и отходов обогащения углей для производства строительных материалов и глинозема. Присутствующая в углях сера, значительно ухудшает качество продуктов переработки топлива: кокса, смолы, газа и т.д. Поэтому актуальна разработка инновационных технологий обогащения с попутным извлечением промышленно-ценных элементов в целях комплексного использования ресурсов ископаемых углей.

Проведенные в ФГБУ «ВИМС» исследования углей методами оптической микроскопии, рентгенофазового анализа, рентгеноспектрального микроанализа и рентгеновской томографии позволили сформулировать минералогические критерии их технологической оценки и разработать методические рекомендации НСОММИ, это: мацеральный и минеральный состав (количественный), количество форменных микрокомпонентов; характер распределения присутствующих минералов в мацеральной составляющей угля, их морфометрические характеристики; количество и гранулярный

состав минералов в углях (сульфиды, кварц, карбонаты, глинистые минералы и прочие); присутствие токсичных минералов; наличие, размеры, тип органоминеральных сростков и их количество по типам; прогнозная зольность угля как сумма общего количества минеральных примесей и органоминеральных сростков. Определяют показатель отражения витринита согласно ГОСТ Р 55659-2013, по значению которого устанавливается вид угля и стадия метаморфизма.

Приведем пример исследования угля витрен-кларенового литотипа. По показателю отражения витринита 0,36-0,42% стадия метаморфизма угля БД, переходная от бурых к каменным. Мацеральная составляющая представлена на 80% гелифицированной органической массой, в ней присутствуют фюзинизированные остатки растительного происхождения <10%. Установлено 2 вида микрокомпонентов: витринит до 55% и инертинит до 35%. Иногда гелифицированная масса рассечена взаимно перпендикулярными «сухими» микротрещинами; локально присутствуют включения сульфидов (рис.). Органоминеральные сростки практически отсутствуют. Пористость по данным рентгенотомографии составляет в среднем менее 5%.

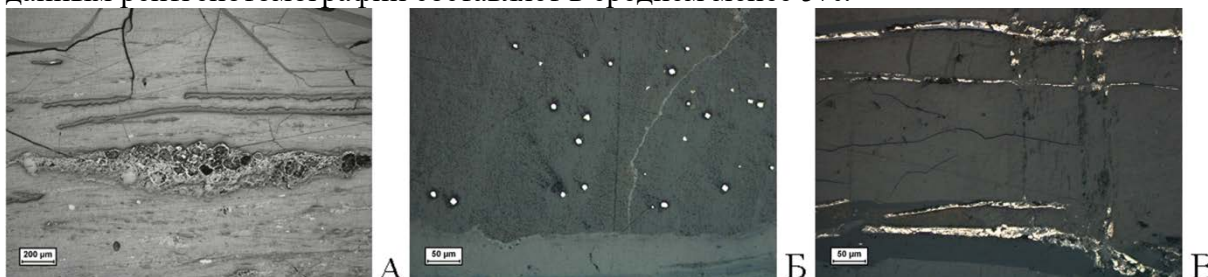


Рис. Угли: А – гелифицированная масса с форменными элементами; Б – мелкокристаллический пирит; В – марказит-пиритовые прожилки; отр. свет, николи □ □

Минеральная составляющая угля: содержание минералов локально достигает ~25%. Представлена глинистыми (слоистыми) алюмосиликатами, кварцем, полевым шпатом, баритом, анатазом; карбонаты не установлены; содержание рудных минералов (пирит, марказит, пирротин, ярозит) не более 1%; самородной серы <1%; минералов фосфора не установлено. Пирит представлен двумя генерациями. Пирит-I ранней стадии представлен зернами кубической, панидиоморфной и округлой формы, неравномерно рассеянными в угле; более поздний пирит-II образует прожилки и тесно ассоциирует с марказитом. Средний размер зерен пирита 0,006 мм, основная масса сосредоточена в классе крупности 0,074+0,01 мм, форма зерен близка к изометричной. Морфоструктурные параметры пирита обеих генераций одинаковы.

Таким образом, установлены следующие характеристики угля для оценки его качества: стадия метаморфизма БД, вторая группа микролитотипов, отсутствие органоминеральных сростков в материале крупностью <1 мм, низкая пористость <5%, средняя зольность 5,5%; отсутствие минералов фосфора; низкая сернистость.

В результате проведенного исследования на основании минералогических критериев сделан вывод, что угли высокого качества (низкосернистые и низкозольные), степень их обогатимости установлена как средняя, приближающаяся к легкой.

Список литературы

Министерство Энергетики Российской Федерации. Энергетическая стратегия Российской Федерации на период до 2035 года. – URL: <https://minenergo.gov.ru/node/1920> (15.04.2020)

МР НСОММИ № 159. Прогнозная оценка обогатимости углей минералогическими методами (оптическая микроскопия и рентгенотомография) М.: ВИМС, 2012, 16 с.

Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Неорганическое вещество углей. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 421с. ISBN 5-7691-1181-X

**МИНЕРАЛОГИЯ И УСЛОВИЯ
ФОРМИРОВАНИЯ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
СТРАТЕГИЧЕСКОГО
МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ**

СОВМЕСТИМЫЕ И НЕСОВМЕСТИМЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ И ИХ МИНЕРАЛЬНЫЕ
АССОЦИИ В Cr-Fe-Ti-V-Ni-Cu-Co-ЭПГ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ
РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМАХ: ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ
ОРУДЕНЕНИЯ

Августинчик И.А. (iavgust39@mail.ru)

Московское отделение РМО, Московский геологоразведочный техникум (МГРТ)

COMPATIBLE AND INCOMPATIBLE ELEMENTS AND THEIR MINERAL
ASSOCIATIONS IN Cr-Fe-Ti-V-Ni-Cu-Co-PGE OREFORMING SYSTEMS: USING IN
ORE FORECAST

Avgustinchik I.A.

Moscow Branch of the Russian Mineralogical Society
Moscow Geological Prospecting College (MGPC)

Набор рудообразующих элементов в рудах Cr-Fe-Ti-V-Ni-Cu-Co-ЭПГ магматических рудообразующих систем (РС) различных геодинамических обстановок от архея до кайнозоя широк. В их числе литофильные Cr, Ti, V, Sc, сидерофильные Fe, Co, Ni, Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt, [Cu], Au, [As], Ge, Sn, халькофильные S, Se, Te, As, Sb, Bi, [Ge], [Sn], Pb, Cu, Ag) элементы (Справочник по геохимическим..., 1990).

В зависимости от принадлежности РС к определенным петрогенетическим режимам их формирования набор элементов и их минералогическое воплощение относят к различным геохимическим классификационным группам (Goldschmidt, 1964).

Как известно, совместимое или несовместимое поведение этих элементов в рудах подчиняется единым фундаментальным закономерностям изоморфизма в важнейших рудообразующих и сопутствующих минералах и определяется соотношениями размеров радиусов их ионов и номинальных зарядов катионов в структурах важнейших минералов-носителей (Gill, 2010).

На примерах оруденения РС различных геодинамических обстановок показан однотипный характер поведения совместимых и несовместимых элементов их сидерофильного и халькофильного оруденения с истощением совместимых элементов и накоплением несовместимых элементов в остаточных магмах в ходе развития РС. Показано, что в ходе эволюции РС различные масштабы и формы накопления совместимых и несовместимых элементов от исходных расплавов/растворов, до решеток главных рудных минералов-носителей и, наконец, до самостоятельных минеральных фаз определяются бюджетом этих элементов в магматическом источнике, флюидонасыщенностью магм, длительностью временной эволюции РС и законами кристаллизационно-гравитационной дифференциации расплавов/растворов (рис. 2).

При изучении материалов по важнейшим несовместимым элементам и их минеральным фазам малосульфидного ЭПГ и сульфидного ЭПГ-Ni-Cu оруденения на примерах РС различных геодинамических обстановок установлено, что уровни накопления несовместимых элементов и соотношения элементов разной степени совместимости-несовместимости в рудах могут служить одним из важных показателей при определении геодинамических обстановок формирования вмещающих базит-гипербазитовых комплексов и генетического типа оруденения (рис. 3) (Barnes et al., 1988), а также для количественной параметризации металлогенетического потенциала РС и ресурсов полезных компонентов их отдельных месторождений (Августинчик, 2007).

Первые шаги в этом направлении были вначале неосознанно предприняты при сопоставлении поведения в сульфидных рудах Ni-Cu-ЭПГ-носных базит-гипербазитовых

PC элементов с наиболее совместимым (S) и несовместимым (Se) поведением (Queffurus M., Barnes S.-J., 2012).

В дифференцированных базит-гипербазитовых комплексах PC позднего AR-PR, отчасти PZ-MZ возраста накопление несовместимых элементов в комплексных Ni-Cu-ЭПГ сульфидных и ЭПГ малосульфидных рудах проявлено наиболее широко (Стиллуотер, Бушвельд, Садбери, месторождения Норильского района и др.) и отражает полноту, прерывистость или повторяемость дифференциации магм и сульфидных руд во времени, абортивность рудообразующего процесса (месторождения в эффузивных коматиитах Австралии, Канады, Танзании), неоднократность магматических импульсов (Бушвельд, ЮАР, месторождения Норильского района, РФ) или регенерацию руд (месторождения комплекса Садбери). Уровень, различный характер и детали истощения бюджета совместимых элементов и накопления несовместимых элементов в PC в ходе ее эволюции отчетливо прослеживаются при сопоставлении кларков концентраций этих элементов в различных (или даже в одном) минеральных типах или ассоциациях руд.

Наиболее эффективные показатели для диагностики типов и масштабов этих процессов – количественные соотношения между отдельными совместимыми и несовместимыми элементами (S/Se) или их группами (Σ ЭПГ-1000Se/S, Σ IPGE/ Σ PPGE) или элементами разной степени несовместимости в минеральных рудных ассоциациях конечных стадий эволюции PC. Например, соотношения Σ ЭПГ-1000Se/S в рудах различных Ni-Cu-ЭПГ месторождений мира показывают, что наиболее крупным мировым депозиториум платиновых металлов является скорее всего не Бушвельдский, а Стиллуотерский комплекс, в рудах которого наблюдается максимальное накопление ЭПГ как следствие наиболее крупного в мире объема материнского источника платинового оруденения этого комплекса (Augustinchik, 2008) (рис. 4).

Сходные закономерности поведения совместимых и несовместимых элементов наблюдаются и в рудах магматических хромитовых и титаномагнетитовых месторождений различных геодинамических обстановок. Кроме того, поведение различного уровня совместимости–несовместимости в последние годы установлено также для изотопов H, O, C, S, ряда металлов в PC различного генезиса. Все изученные соотношения элементов и их минеральных форм могут быть использованы в прикладных целях прогнозирования, геологоразведочных работ и оценки оруденения.

Список литературы

Августинчик И.А. Минералогия и геохимия благородных металлов в Ni-Cu и ЭПГ рудах, практические аспекты: прогнозирование, поиски, оценка масштабов и экономической доступности сырьевых объектов. – Материалы Годичной сессии МО РМО, посв.110-летию со дня рожд. акад. А.Г. Бетехтина (1897–2007), Москва, 28-29 мая 2007 г. – М.: ИГЕМ РАН, 2007.

Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых – М.: Недра, 1990.– 335 с.

Augustinczyk I.A. Prognosis-prospecting-assessment of Ni-Cu-PGE deposits: Ways of improvement. – 33rd IGC, Oslo, Norway, August, 2008. Abstracts CD.

Barnes S.J., Boyd R., Korneliussen A., Nilsson L-P., Often M., Pedersen R.B., Robins B. (1988) The use of mantle normalization and metal ratios in discriminating between the effects of partial melting, crystal fractionation and sulfide segregation in platinum-group elements, gold, nickel and copper: example from Norway. In: GeoPlatinum '87, Essex. Elsevier, Amsterdam, 1988, pp. 113–144.

Gill R. Igneous rocks and processes. A practical guide. – Wiley-Blackwell, 2010. – 428 p. Goldschmidt V.M. Geochemistry / Ed. A.Muir. Oxford: Clarendon Press, 1954. 730 p.

Queffurus M., Barnes S.-J. Processes affecting the sulfur to selenium ratio in magmatic nickel- copper and platinum-group element deposits. – Quebec University, Annales, 2012. – 180 p.

МОРФОЛОГИЯ И СОСТАВ ЗОЛОТА РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БАССЕЙНА РЕКИ КОРДОНКА (ФАДЕЕВСКИЙ РУДНЫЙ УЗЕЛ, ПРИМОРЬЕ)

**Анисимов Н.Н.¹ (cerberucnekit@gmail.com), Федосеев Д.Г.², Пахомова В.А.²,
Карабцов А.А.²**

Приморское отделение РМО, 1 – Дальневосточный федеральный университет;

2 – Дальневосточный геологический институт

MORPHOLOGY AND GOLD COMPOSITION OF THE ALLUVIAL DEPOSITS OF THE KORDONKA RIVER BASIN (FADEEVSKY ORE NODE, PRIMORYE)

Anisimov N.N.¹, Fedoseev D.G.², Pakhomova V.A.², Karabtsov A.A.²

Primorsky Branch of RMS, 1 – Far Eastern Federal University;

2 – Far Eastern Geological University

Месторождения в бассейне реки Кордонка расположены в Фадеевском золотороссыпном узле, одном из самых древних районов золотодобычи в Приморье. Первые поисковые и разведочные работы в районе относятся к 1913 г. Кроме золота из песков, попутно добывалось небольшое количество платины. Комплексность объектов повышает актуальность их изучения, так как для реализации промышленного потенциала подобных месторождений необходимо активизировать дальнейшие исследования состава, без которых невозможны технологические разработки.

В геотектоническом отношении Фадеевский узел приурочен к Лаоелин-Гродековскому составному террейну. Металлогения зоны изучена слабо, возраст и генезис выявленных здесь месторождений проблематичен.

Площадь участка работ (Корень, 1993) сложена метаморфизованными образованиями палеозойского возраста, представленными сланцами, песчаниками и эффузивами различного состава (от базальтов до риолитов). Породы прорваны дайками и малыми интрузиями диоритов, габброидов, андезитов. Закартирован целый ряд кварцевых жил и прожилковых зон. Широко развиты делювиальные и элювиальные отложения четвертичного возраста. В долине реки широкое развитие получили аллювиальные щебнисто-глинистые и галечно-глинистые отложения (QII), а также собственно аллювиальные отложения (QIII-IV), представленные галечниками, песчаниками, суглинками и глинами. Золотоносный пласт выражен четко и приурочен к нижней границе аллювия и верхней части коренного плотика с неравномерным распространением металла в плане и по вертикали.

Для получения характеристик золота из россыпных проявлений было исследовано более 15 зерен шлихового золота. Морфология, внутреннее строение и вещественный состав зерен изучались с помощью четырехканального микроанализатора JXA-8100 производства компании Jeol Co Ltd. и оптического поляризационного микроскопа NIKON ECLIPSE LV100POL в комплекте с приставкой для отраженного света, в (ЦКП) ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток.

Золото комковидной, лепешковидной и палочковидной форм хорошо окатано, с мелкоямчатой поверхностью, иногда покрытое пленкой, имеет ярко-жёлтый цвет. Встречаются самородки размером до 30×20 мм; некоторые из них в сростках с кварцем. Исследования под микрозондом показали, что зерна (рис. 1) имеют высокопробную кайму со средним значением пробы 980, что может косвенно указывать на гидрокарбонатный состав вод (Сотников, 1998) в результате химического преобразования золота. Однако средняя пробность золота составляет 870.

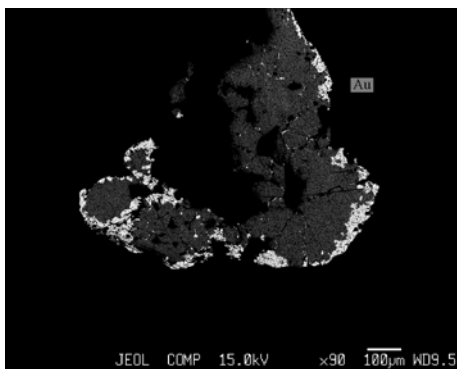


Рис. 1. Зёрна золота с высокопробными каймами.

Шлиховое золото в пробах по химическому составу и внутреннему строению можно разделить на два типа:

1) Серебристое золото, которое содержит в среднем 28 мас. % Ag и имеет кайму с максимальным содержанием серебра 10 мас.%. Средняя пробность составляет 780.

2) Ртутистое золото (рис. 2) со средним содержанием Hg – 5 мас. %; Ag – 10 мас. %; Au – 85 мас. %.

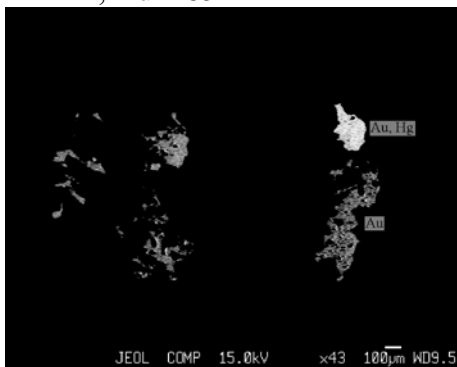


Рис. 2. Зерно ртутистого золота.

Результаты анализов единичного зерна платины показали высокое содержание Pt (91.00 - 96.6 мас. %, присутствие Fe (3.84 - 6.81 мас. %, Pd (0.53 - 1.45 мас. %, Rh (1.18 - 1.98 мас. %), Cu (1.13 мас. %).

Несмотря на недостаточную степень изученности, некоторые предварительные выводы могут быть сделаны по результатам, приведенным в данном исследовании.

Установлено, что в россыпях присутствуют два типа золотин – относительно глубинный высокопробный и малоглубинный низкопробный. С учётом этих данных поиски золоторудной минерализации в пределах рассматриваемой территории следует ориентировать одновременно на осадочно-гидротермально-метаморфогенный и на гидротермально-метасоматический типы оруденения. Очевидно, что золото и платина имеют разные коренные источники. Состав платины, в частности, содержание железа до 6.8 мас. % свидетельствует о схожести изучаемой платины с магматическим парагенезисом платины так называемого уральского типа, что согласуется с анализом общей тектонической и геологической позиции региона. Возможным коренным источником платиновой минерализации могут быть развитые в районе исследований дунит-клинопироксенит-габбровые интрузии, прорывающие пермские отложения (Ханчук и др., 1995).

Выражаю благодарность заместителю директора по научной работе Дальневосточного геологического университета ДВО РАН, доктору геолого-минералогических наук Тарасенко Ирине Андреевне, за предоставленную помощь в изучении образцов и организации научно-исследовательской деятельности.

Список литературы

Сотников В.И. Золото в системе коренной источник – россыпь // Науки о Земле. 1998. 5 с.

Корень Ф.А. Результаты поисково-оценочных работ на россыпное золото на участке Южном // Фонды Росгеологии. 1993.

Ханчук А.И, Раткин В.В. Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края: очерк. // Владивосток: Дальнаука, 1995. 65 с.

ПРИЗНАКИ ДРЕВНОСТИ АЛМАЗОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Афанасьев В.П. (avp-diamond@mail.ru)

Западно-Сибирское отделение Российского минералогического общества, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук (ИГМ СО РАН)

ANTIQUITY FEATURES FOR DIAMONDS OF THE SIBERIAN CRATON

Afanasiev V.P.

West-Siberia Branch of Russian Mineralogical Society, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy Siberian Branch of Russian Academy of Sciences

К признакам древности относится весь комплекс признаков (минералогических, структурно-тектонических, стратиграфических, магматических и др.), указывающих на докембрийский возраст их коренных источников. Такие источники известны в мире с архея до позднего протерозоя, соответственно, имеются и докембрийские россыпи. Впервые на специфику докембрийской алмазоносности обратили внимание М.П. Метелкина с соавторами в работе «Докембрийские алмазоносные формации Мира» (Метелкина и др., 1976); в своей работе на основе изучения алмазов из докембрийских россыпей Мира, включая Сибирскую платформу, они впервые вывели «признаки древности» алмазов. Мы продолжили эту работу, и для Сибирской платформы развили комплекс признаков древности.

Прежде всего, необходимо отметить, что если для докембрия во всем Мире характерен широкий спектр типов коренных алмазоносных пород, то в фанерозое остаются практически только кимберлиты со своим характером алмазов. Уже одно это указывает на различия алмазов докембрия и фанерозоя.

Для докембрия Сибирской платформы нами обоснован *полигенез* алмазов. Выделены три типа: I – алмазы V-VII, II разновидности по классификации Ю.Л. Орлова, полностью отсутствующие в кимберлитах; округлые додекаэдрониды в небольшом количестве присутствуют в кимберлитах, но в россыпях их количество несопоставимо выше. Из них алмазы V-VII и II разновидностей – эндемики северо-востока Сибирской платформы, те и другие, судя по легкому изотопному составу углерода, имеют субдукционный генезис. *Эндемичность* алмазов характерна для докембрия, в частности, эндемичны карбонадо (Африка, Бразилия); видимо, эндемичность, порождаемая локальными проявлениями субдукции, характерна именно для докембрия. Округлые додекаэдрониды не эндемичны, они распространены по всей Сибирской платформе и типичны для докембрийских россыпей Мира. Из трех указанных типов докембрийских алмазов наиболее длинную седиментологическую историю, соответственно, наиболее древние коренные источники, имеют алмазы V-VII разновидности, то есть коренные источники докембрийских алмазов *полихронны*.

Для докембрийских россыпей как во всем Мире, так и на Сибирской платформе, характерен *повышенный механический износ* алмазов, недостижимый в условиях фанерозойского седиментогенеза; при такой степени износа алмазов индикаторные минералы коренных источников уничтожаются практически полностью, поэтому судить о характере коренных источников можем только по алмазам. Формой механического износа являются *следы удара* – ромбическая сеточка поверхностных микротрещин, кольцевые, серпообразные микротрещинки; следы удара могут не выражаться визуально на поверхности алмазов, чаще всего додекаэдронидов, но при нагреве они проявляются в результате хрупкой релаксации введенных ударом напряжений кристаллической решетки.

Коричневые пятна пигментации, как результат прогрева выше 500°C зеленых пятен пигментации, являющихся результатом радиационного поражения поверхности алмазов, характерны для докембрия, тогда как зеленые могут встречаться на алмазах и докембрийских, и фанерозойских источниках.

Повышенная крупность алмазов характерна для алмазов из докембрийских россыпей; она происходит в результате неоднократной гидравлической сортировки алмазов в процессах россыпеобразования.

Тяготение алмазов из докембрийских источников к выступам докембрийского фундамента платформ, а также к выходам докембрия в складчатых областях – важная особенность распределения таких алмазов. Но важно добавить к этому признаку хронологический аспект – время выхода на поверхность древних отложений, которые стали поставщиками докембрийских алмазов в молодые россыпи. На северо-востоке Сибирской платформы докембрийские алмазы, сразу всех трех указанных выше типов, появились в конце триаса, когда в связи с воздыманием с начала мезозоя Анабарской антеклизы, Оленекского, Уджинского поднятий в их апикальных частях обнажились вендские морские отложения, наиболее вероятно являющиеся промежуточным коллектором древних алмазов; в пермских отложениях этих алмазов еще нет. Юг платформы специализирован по додекаэдроидам, которые поступают в современные россыпи из выведенных в мезозое на поверхность докембрийских отложений в зоне Восточноаянской складчатости. Здесь же имеются пока что единственные известные на Сибирской платформе коренные источники докембрийских алмазов – рифейские алмазоносные лампроиты Ингашинского поля, в которых доминируют округлые додекаэдроиды, - лампроиты скорее всего и являются источником додекаэдроидов в докембрии.

Перечисленные признаки древности в совокупности позволяют с высокой степенью надежности диагностировать алмазы, потенциально связанные с докембрийскими коренными источниками. Фундаментальное значение этих признаков - в обосновании существования докембрийской эпохи алмазоносности на Сибирской платформе, которая до сих пор не учитывается, хотя и не оспаривается. Но крайне велико и прикладное их значение: признаки древности позволяют диагностировать в общей совокупности россыпных алмазов алмазы из докембрийских источников, поиски которых пока крайне проблематичны, и выделить алмазы из фанерозойских кимберлитов, а именно среднепалеозойских кимберлитов – реальных коренных месторождений алмазов.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН, а также при поддержке гранта РФФИ «Арктика» № 18-05-70063.

Список литературы

Метелкина М.П., Прокопчук Б.И., Суходольская О.В., Францессон Е.В. Докембрийские алмазоносные формации мира. М., Недра. 1976. 134с.

ГЕНЕЗИС Fe-Mn МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОПЕРЕЧНОЕ

Бердников Н.В.¹ (nick@itig.as.khb.ru), Невструев В.Г.¹, Кеpezжинскас П.К.²

¹ДВО РМО, Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН

²PNK GeoScience, Tampa, Florida, USA

GENESIS OF Fe-Mn MINERALIZATION OF POPERECHNOYE DEPOSIT

Berdnikov N.V.¹ (nick@itig.as.khb.ru), Nevstruyev V.G.¹, Kepezhinskas P.K.²

¹FEB of the RMS, Yu.A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics FEB RAS

²PNK GeoScience, Tampa, Florida, USA

Месторождение Поперечное – одно из многочисленных железорудных (с марганцем) месторождений и рудопоявлений на малом Хингане, рудоносные структуры которого приурочены к юго-восточному обрамлению Буреинского массива. Месторождение локализовано в карбонатных породах мурандавской свиты (поздний рифей-венд) и сложено марганцево- и железорудными пластами полосчатой, брекчиевой, реже массивной текстуры (Чеботарев, 1958; Егоров, Тимофеева, 1972). Основной объем руд представлен железистыми кварцитами, с которыми ассоциируют тонкие пласты марганцевых руд, жиллообразные и пластообразные тела взрывных брекчий, туфов, игнимбриков.

В работе (Чеботарев, 1958) месторождение классифицировано как вулканогенно-осадочное. Современные геохимические данные также свидетельствуют о комплексной природе Fe-Mn минерализации (Бердников и др., 2016). Значение $(Mn+Fe)/Ti$ модуля (159.57) в железных рудах указывает на их преимущественно гидротермальный генезис, в то время как в железо-марганцевых рудах оно уменьшается до 74.20, что более характерно для объектов гидрогенного происхождения. Величина отношения Y/No варьирует вблизи переходного значения (21.19-28.91), свидетельствуя об участии в их образовании как гидротермального, так и гидрогенного источников. Отрицательная аномалия иттрия ($Y_n/Y_n^*=0.75$) характерна для гидрогенных руд. Распределение $\Sigma P3Э+Y$ в рудах месторождения является «промежуточным» между гидрогенным и гидротермальным, фигуративные точки их составов на диаграмме $Se_n/Se_n^*-Y_n/No_n$ располагаются в области сочленения полей гидротермальных и гидрогенных образований.

Обнаружение в породах месторождения промышленных содержаний благородных металлов (БМ, до 11.3 г/т платины и МПГ, до 2.5 г/т золота (Ханчук и др., 2016)) инициировало детальные исследования их генезиса. Поскольку БМ концентрируются преимущественно в взрывных брекчиях, изучению этих пород было уделено основное внимание. Показано, что они сложены флюидалным матриксом, в котором заключены обломки доломита, кварца и фрагменты брекчий более ранних генераций (рисунок а, б). Матрикс брекчий сложен фрагментами, которые можно разделить на кремнистые ($SiO_2 > 30$ мас. %), углеродистые ($CO_2 > 35$ мас. %), железистые ($FeO > 10$ мас. %) и фосфористые ($P_2O_5 > 5$ мас. %). Для кремнистых фрагментов характерен кварц, для углеродистых – карбонаты состава доломит-сидерит-магнезит, для железистых – магнетит и гематит, фосфористые фрагменты насыщены мелкозернистым апатитом.

Гетерогенность матрикса и флюидалная внутренняя структура брекчий указывают на их магматическое происхождение, связанное с многократными взрывами, вызывающими перемешивание материала разного состава. Брекчии, туфы, игнимбрики и железистые кварциты часто образуют переслаивания с мощностью слоев в первые сантиметры. В ряде случаев игнимбрики содержат до 50% по объему идиоморфного магнетита, образуя «языки» магнетитовых лав.

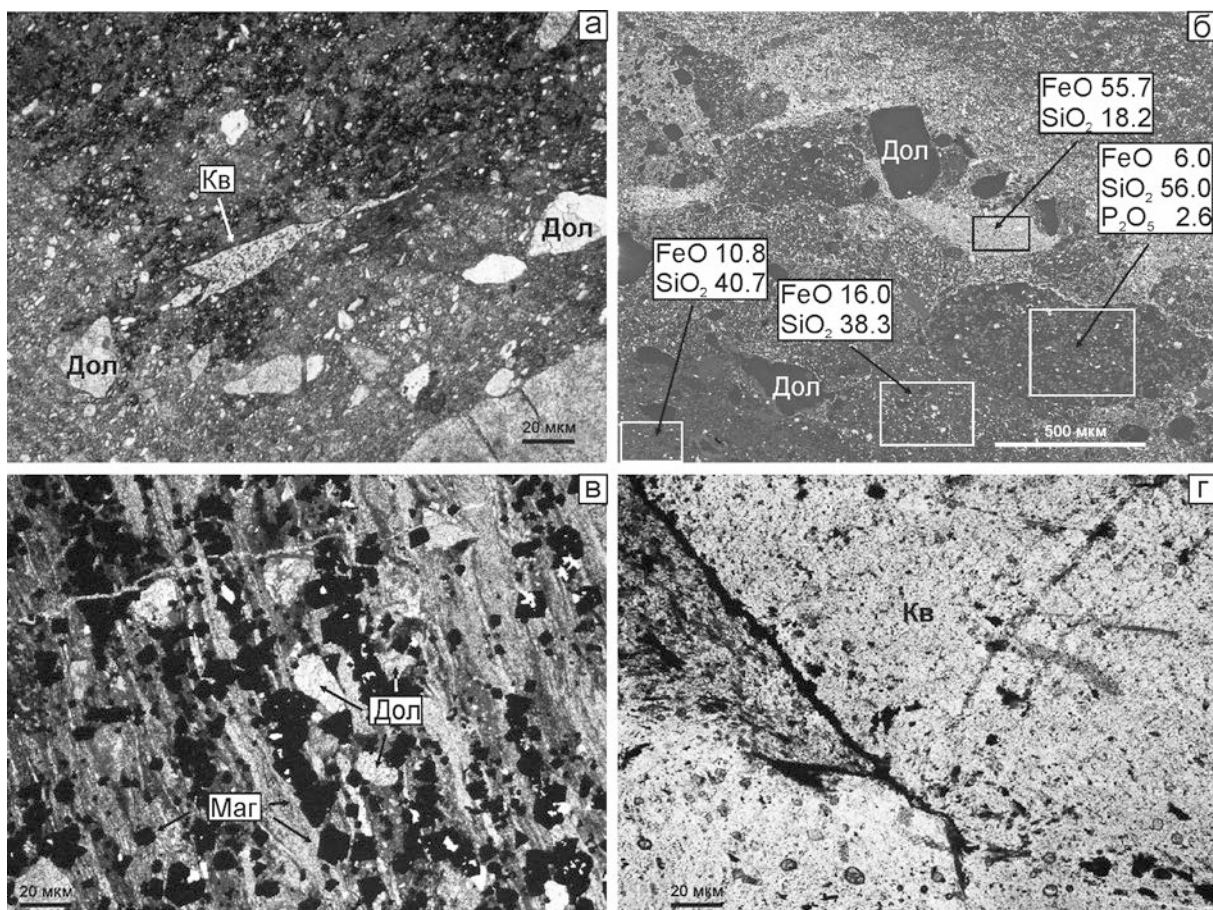


Рис. Микрофотографии основных типов пород месторождения Поперечное: а, б – взрывная брекчия; в – магнетитовая лава; г – железистый кварцит. а, в, г – шлиф, б – СЭМ-изображение, BSE детектор. Дол – доломит, Маг – магнетит, Кв – кварц.

Применение современных методов исследования позволило составить представление о механизме оруденения. Предполагается, что железистые кварциты образовались путем просачивания богатых железом и кремнеземом гидротермальных растворов в приповерхностные области, где, вступая во взаимодействие с морской водой и пропитанными ею осадками, формировали железо-кремневые гели. Основным носителем железа в таких породах после их литификации является гематит. «Промежуточные» геохимические метки кварцитов подтверждают их водородно-гидротермальный генезис. По сходному механизму, по-видимому, образовывались и марганцевые руды.

Туфы и игнимбриты содержат идиоморфный магнетит, их происхождение связано с вулканизмом. Взрывные брекчии содержат как магматогенный магнетит, так и тонкочешуйчатый гематит, что отражает их двойственную магматогенно-гидротермальную природу.

Причиной комплексной вулканогенно-гидротермально-осадочной минерализации месторождения является подъем высокоподвижных пересыщенных флюидами расплаво-растворов, генерированных в процессе апвеллинга астеносферы, плавления и фракционирования пород в области структуры типа слэб-виндоу, образовавшейся в обстановке раннемеловой трансформной континентальной окраины в результате субдукции плиты Изагаги под композитный Цзямуси-Буреинско-Ханкайский террейн (Berdnikov et al., 2020). Такую интерпретацию подтверждает наличие в брекчиях глубинных МПГ, а также ^{190}Pt - ^4He возраст изоферроплатины (125 ± 21 млн. лет, (Berdnikov et al., 2020)), соответствующий возрасту одного из пиков раннемелового магматизма на территории Буреинского массива и Восточной Азии (Ханчук, 2000).

Работа выполнена в рамках Госзадания ИТиГ ДВО РАН с использованием ресурсов Хабаровского инновационно-аналитического центра.

Список литературы

Бердников Н.В., Невструев В.Г., Саксин Б.Г. Источники и условия формирования железо-марганцевой минерализации Буреинского и Ханкайского массивов (Дальний Восток России) // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. № 4. С. 28-39.

Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука. 2000. С. 5-34.

Ханчук А.И., Рассказов И.Ю., Крюков В.Г., Литвинова Н.М., Саксин Б.Г. О находке промышленной платины в рудах Южно-Хинганского месторождения марганца // Доклады АН. 2016. Т. 470, № 6. С. 701-703.

Чеботарев М.В. Геологическое строение Южно-Хинганского марганцевого месторождения и вещественный состав его руд // Советская геология. 1958. № 8. С. 114–136.

Berdnikov N.V., Nevstruev V.G., Kepezhinskas P.K., Mochalov A.G., Yakubovich O.V. PGE mineralization in andesite explosive breccias associated with the Poperechny iron-manganese deposit (Lesser Khingan, Far East Russia): whole-rock geochemical, ^{190}Pt - ^4He isotopic, and mineralogical evidence // Ore Geology Reviews 118 (2020) 103352.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ИСТОЧНИКИ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ
СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Богущ И.А. (i_boguch@mail.ru), **Рябов Г.В.** (georg.riabov@yandex.ru),
Черкашин В.И. (dangeo@mail.ru)*

Ростовское отделение РМО, Южно-Российский государственный политехнический университет (Новочеркасский политехнический институт),

*Институт геологии Дагестанского федерального исследовательского центра РАН

GENETIC TYPES AND SOURCES OF PRECIOUS METALS NORTH CAUCASUS

Bogush Ilya Aleksandrovich, doctor of geological and mineralogical Sciences, Professor;
Ryabov Georgy Vladimirovich, candidate of geological and mineralogical Sciences, associate Professor, head of the Department;

Cherkashin Vasily Ivanovich, doctor of geological and mineralogical Sciences, chief scientific officer*

Rostov Branch of RMS, Southern Russian State Polytechnic University (Novocherkassk Polytechnic Institute), *Institute of Geology of the Dagestan Federal research center of the Russian Academy of Sciences

Комплекс благородных металлов, выявленный за последние 20 лет (Богущ, Рябов, Черкашин, 2015, 2020) на Северном Кавказе и представляющий практический интерес, является существенным вкладом в металлогению этого региона, Широкое развитие благородных металлов, разнообразие генетических типов, проходящий характер во времени всего фанерозоя и масштабы оруденения позволили авторам рассматривать Северный Кавказ в качестве новой комплексной провинции благородных металлов РФ.

В настоящее время Северный Кавказ признанно относится к золоторудной провинции с широким развитием зон минерализации золотосульфидного типа и наличием месторождений золота (Чучкурское, Радужное). Старательская добыче россыпного золота была начата в бассейнах рек Большой и Малой Лабы, Кубани, Урупа, Баксана, Бескеса еще в 1950-х годах, а руды крупного Урупского медноколчеданного месторождения относятся к золоторудным. До начала нынешнего века золото являлось единственным представителем благородных металлов, металлы всей группы, включая платиноиды не рассматривались и искались. Информация о платиноидах на Северном Кавказе носила случайный характер, не связанный с их поисками. Однако, по архивным данным, шлихи старательского золота на прииске Азиатском в отдельных случаях содержали больше платины, чем золота. Находки платины на реке Власенчике упоминаются в работах Платинового института в 30-х годах прошлого века. О.Е.Юшко-Захарова (1975) указывала на присутствие платиноидов в рудах Урупского и Худесского медноколчеданных месторождений. Г.В.Рябов показал наличие платины (до 0,2 г/т) в рудах и их продуктах переработки Урупского месторождения (1994).

В более поздние сроки целенаправленные исследования авторов золотоносных шлихов в зоне Передового хребта обнаружили в косовом аллювии, помимо, золота платину и рутениридосмин (Богущ, Рябов, Кафтанатий, 2010). Открытие золоторудных гигантов в других регионах (Сухой Лог, Мурунтау, Бакырчик, Нежданинское) в углеродсодержащих черных сланцах привлекло внимание геологов и к региональной толще черных сланцев Северного Кавказа (Богущ, Курбанов, Пруцкий, Шарафан, Гончаров, 1999, 2006). Внимание прежде всего привлекла 200 км полоса герцинских черных сланцев Передового хребта. Если золото в вулканогенной толще выделяется в доступной визуальной фиксации, то в сланцах рудная триада (Au,Pt,Pd) находится в

скрытой тонкодисперсной форме и определяется только атомно-абсорбционным методом. По этой причине комплекс благородных металлов и его масштабы в черносланцевой толще проявились только с широким применением этого метода анализа в начале нашего века.

Геохимическое опробование полосы черных сланцев, проведенное авторами (более 200 проб) установило постоянное присутствие триады (Au,Pt,Pd) примерно в равных количествах, в среднем, в сумме 1,0 г/т. Всестороннее изучение литологии, петрографии и геохимии черных сланцев (Богущ и др., 2006) показали, что они относятся к редкому офиолитовому типу, источником которого является базальтовая магма. Вещественный состав, литология, геохимия и геологическая позиция герцинских черных сланцев указывают на их связь с ультрабазитами. Терригенная и хемогенная составляющие девонских черных сланцев, по материалам авторов (2015,2020), являются продуктами разрушения ультрабазитов. Основополагающие работы по благородным металлам Л.И.Гурской (1986, 2008), Д.А.Додина и др. (2000), Д.В.Рундквиста (1986) также указывали на генетическую связь всей группы благородных металлов с базальтоидной магмой и комплексом ультрабазитов.

Дальнейшие исследования авторов (2015,2020) и С.Г.Парады (2014) привели к выводам о вероятной связи платиноидов с силурийскими альпинотипными ультрабазитами Северного Кавказа.

Генетическое единство ультрабазитов и черных сланцев заключается не только в их вещественном составе, но и территориальном совмещении черносланцевых и ультрабазитовых поясов в пределах Передового хребта. Это единство в региональном плане позволяет рассматривать благородные металлы черных сланцев как производную составляющую ультрабазитов. Реальность связи благородных металлов черных сланцев и ультрабазитового их источника доказана открытием рудоносной юрской коры выветривания Беденского серпентинитового массива (Богущ, Рябов, Черкашин, 2020). В осадочных терригенных и хемогенных породах коры выветривания содержится: Au - 0,5-0,74 г/т; Pt - 0,28-0,60 г/т; Pd - 0,2-0,68 г/т. Прогнозные запасы Au, Pt, Pd при средней мощности коры 5,0 м могут составить: золота – 96 т, платины – 74 т, палладия – 55 т. Наличие платины в коре выветривания крупного Малкинского массива ультрабазитов доказывает С.Г.Парада (2014). Таким образом коры выветривания ультрабазитов на Кавказе представляют новый тип оруденения благородных металлов.

Единственным известным крупным месторождением благородных металлов на Кавказе является Чучкурское месторождение в Северном Приэльбрусье. Это месторождение связано с корневой зоной андезито-дацитового пермского палеовулкана, залегающего с несогласием на дислоцированных девонских черных сланцах. Оруденение затрагивает через метасоматическую пропилитизацию вулканогенно-осадочные пермские породы и подстилающие оруденелые черные сланцы. Рудные тектонические структуры представлены березитами и метасоматитами, в сланцах, а вулканогенно-осадочные руды по туффитам генетически относятся к березит-пропилитам. В окружающих черных сланцах корневой зоны вулкана проявляются аномально благородные металлы - золото, платина, палладий в сумме не менее 1 г/т. Рудный гидротермально-метасоматический процесс в виде рудоносных тектонических зон активно проявляется в черных сланцах артыкчатской свиты (D₂ ag) в флюидоактивной корневой зоне вулкана. Первоначально Чучкурское месторождение разведывалось и опробовалось только на золото и было отнесено к золоторудным. Исследования руд, проведенные авторами (2020), показали присутствие в них платины и палладия в пропорциях триады (Au, Pt, Pd), установленных в девонских черных сланцах. Отсюда напрашивается вывод о мобилизации благородных металлов и выносе их из черносланцевой толщи. Проведенные исследования в два раза повысило ценность Чучкурского месторождения и определило его принадлежность к золото-платино-палладиевому типу оруденения.

В металлогенической модели благороднометалльного оруденения Северного Кавказа можно выделить следующие этапы: 1 – каледонский этап (силурийские альпинотипные ультрабазиты; 2 – ранний геосинклинальный герцинский этап (девонские черные сланцы); 3 – поздний платформенный герцинской этап (пермские вулканические постройки); 4 – киммерийский этап (коры выветривания альпинотипных ультрабазитов); 5 – альпийский этап (современные и погребенные россыпи).

Приведенный материал свидетельствует о наличии на Северном Кавказе новой комплексной провинции благородных металлов Российской Федерации.

Список литературы

Богуш И.А., Черкашин В.И., Рябов Г.В., Абдуллаев М.Ш. Новый тип оруденения благородных металлов на Северном Кавказе // Доклады РАН, 2015. Том 466, № 2. С. 193-195.

Богуш И.А., Курбанов М.М., Пруцкий Н.И., Шарафан В.Я. Металлогения черносланцевых толщ Северного Кавказа // Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии Юга России и Кавказа. Т. 1. Геология, полезные ископаемые и геохимия: Материалы 2-й междунар. научн. конф. // Южн. Рос. гос. техн. ун-т (НПИ). 1999. Новочеркасск. С. 15-23.

Богуш И.А., Рябов Г.В., Кафтанатий А.Б. Минералы платиновой группы в аллювии бассейна рек Уруп-Большая Лаба (Северный Кавказ) // Доклады РАН. 2010. Том 435, № 3. С. 1-4.

Богуш И.А., Рябов Г.В., Черкашин В.И. Генезис и рудоносные структуры Чучкурского месторождения благородных металлов Северного Кавказа // Геология и геофизика Юга России. 2020. №10(1). С. 81-95.

Гончаров В.И., Богуш И.А., Глазырина Н.В., Джангиров М.Ю. Петрохимические особенности черносланцевых отложений тоханской серии Кавказа // Труды Южного научного центра РАН. 2006. Т.1: Геология. Изд-во ЮНЦ РАН, С.84-92.

Гурская Л.И. Платинометальное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. 2000. СПб.: ВСЕГЕИ. 208 с.

Додин Д.А., Изойтко В.М., Чернышов Н.М. Платинометальные месторождения России. 2000. СПб.: Наука. 735 с.

Парада С.Г., Маркин М.Ю., Столяров В.В., Шишкалов И.Ю. Первые химико-аналитические данные о платиноносности Беденского серпентинитового массива (Карачаево-Черкесская республика) // Доклады Академии наук. 2014. Том 454, № 5. С. 567-569.

Рундквист Д.В., Гурская Л.И. Новые перспективные типы платинометального оруденения // Очерки металлогении. 1986. Тбилиси. Мецниереба. С. 119-138.

Рябов Г.В. Платиноносность руд колчеданных объектов Северного Кавказа (на примере Урупского месторождения) // Сб. науч. трудов «Геология, оценка и локальный прогноз месторождений цветных, редких и благородных металлов». 1994. Новочеркасск. ЮРГТУ(НПИ). С. 25-32.

Юшко-Захарова О.Е. Платиноносность рудных месторождений. 1975. М.: Недра. 248 с.

ЛЮМИНЕСЦЕНЦИЯ КВАРЦА ЗОЛОТОРУДНЫХ ОБЪЕКТОВ КАК СЛЕДСТВИЕ ИХ ГЕНЕЗИСА

**Борозновская Н.Н. (boroznovskaya@mail.ru), Зырянова Л.А. (luiza@ggf.tsu.ru),
Окс Е. (oks.egor@inbox.ru)**

Томское отделение РМО, Томский государственный университет, г. Томск

QUARTZ LUMINESCENCE OF GOLD OBJECTS AS A CONSEQUENCE OF THEIR GENESIS

Boroznovskaya N.N., Zyryanova L.A., Oks E.

Tomsk Branch of the RMS, Tomsk State University, Tomsk

С целью получить информацию о генетических особенностях кварца из золоторудных проявлений были изучены люминесцентные свойства кварца из Озерновского месторождения Камчатки, которое является по генезису вулканогенно-гидротермальным близповерхностным и с которым связано Au-Ag-Te оруденение. Для сравнения была изучена люминесценция кварца из месторождения Олимпиада, в формировании которого принимали участие углекисло-углеводородные флюиды, обладающие высокой подвижностью, что явилось причиной появления на Олимпиадинском месторождении рассеянной золоторудной минерализации в кварц-карбонат-слюдистых сланцах, выступающих в качестве геохимических барьеров (Гибшер и др., 2019).

Рентгенолюминесценция

Спектры рентгенолюминесценции (РЛ) получены с помощью монохроматора МДР 12 и фотоумножителя ФЭУ 100. Источником возбуждения люминесценции служила рентгеновская трубка БСВ-2 от аппарата УРС-55 с Мо – антикатодом. В исследуемых образцах нами обнаружена РЛ различной интенсивности во всем оптическом диапазоне длин волн (Рис.1).

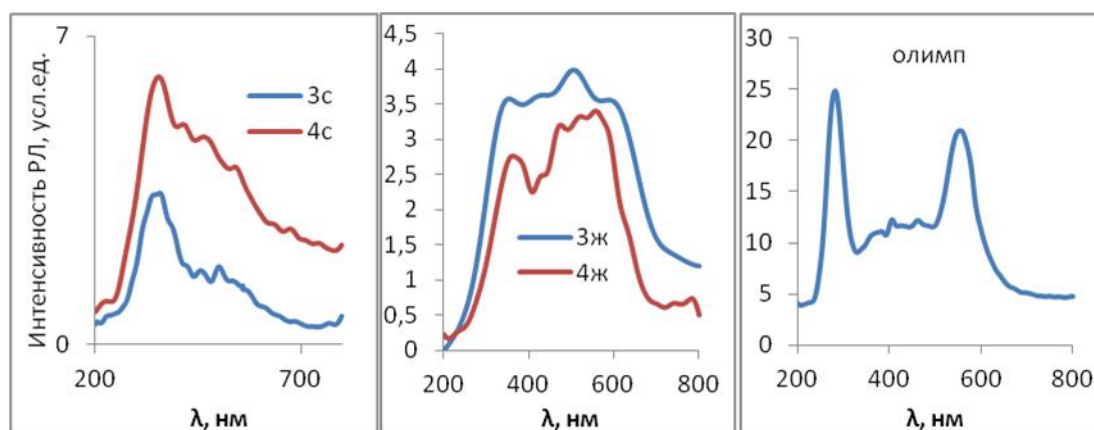


Рис.1. Спектры РЛ кварца Озерновского месторождения (Камчатка): 3с и 4с – плотные массы кварцита, 3ж и 4ж – жильный кварц; олимп. – кварц месторождения Олимпиада

Свечение связано с различными возбужденными состояниями кислорода на базе алюмо-, кремнекислородных тетраэдров. В спектре РЛ кварца Олимпиады основными центрами свечения являются вакансии кислорода (280 и 540 нм), что свидетельствует о дефиците кислорода и восстановительной обстановке во время становления месторождения. Этот факт вполне согласуется с данными об условиях образования Олимпиады при воздействии углекисло-углеводородных флюидов. В жильном кварце

Камчатки так же появляется полоса РЛ 540 нм, но она перекрывается, либо совмещается с другими полосами (360-450-470–520 нм), за которые могут быть ответственны как примесные центры $Al^{3+}/Na^+(Li^+,H^+)$, так и междоузельный кислород, что может указывать на повышенный окислительный потенциал среды минералообразования. Для вмещающего жилы кварцита Камчатки отмечен междоузельный кислород (340-360 нм).

Термолюминесценция

Данные по термолюминесценции (ТЛ) согласуются с результатами РЛ анализа (Рис.2). Самый высокотемпературный пик (460°C) наблюдается на кривой природной ТЛ кварца Олимпиады, что связано с наличием глубоких ловушек, частью которых могут быть вакансии кислорода. Данный пик ТЛ коррелирует с РЛ пиком на 280 нм.

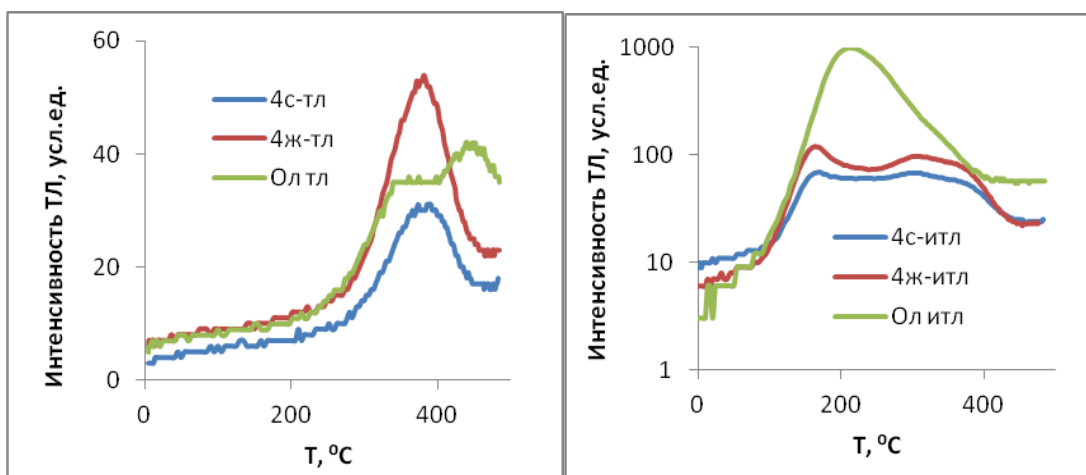


Рис.2. Графики термовысвечивания кварца Озерновского месторождения (Камчатка): 4с – плотные массы кварцита, 4ж – жильный кварц; и кварца месторождения Олимпиада (Ол): ТЛ- природная термолюминесценция, ИТЛ – ТЛ после облучения рентгеном

Более низкотемпературная ТЛ (370-380°C) характерна для кварца Камчатки и коррелирует с полосами РЛ в диапазоне длин волн 350-370 нм (предположительно, междоузельный кислород). На графиках ИТЛ (ТЛ после облучения) видны еще более существенные различия между образцами кварца различного генезиса.

Таким образом, проведенные исследования показали, что генетические особенности кварца золоторудных объектов находят свое отражение в люминесцентных свойствах. Особого внимания заслуживает влияние окислительно-восстановительного потенциала на образование точечных дефектов в структуре кварца, которые могут оказаться маркерами того или иного типа оруденения.

Список литературы

Гибшер Н. А., Томиленко А. А., Сазонов А.М, Бульбак Т. А., Рябуха М. А., Сильянов С. А., Некрасова Н.А., Хоменко М.О., Шапаренко Е.О. Олимпиадинское золоторудное месторождение (Енисейский кряж): температура, давление, состав рудообразующих флюидов, $\delta^{34}S$ сульфидов, $3He/4He$ флюидов, $Ar-Ar$ возраст и продолжительность формирования // Геология и геофизика=RUSSIAN GEOLOGY AND GEOPHYSICS. — 2019.

(https://www.sibran.ru/journals/issue.php?ID=177365&ARTICLE_ID=177378)

МИНЕРАЛОГИЯ РУД
КОМПЛЕКСНОГО BaSO₄-Pb И Fe-Mn МЕСТОРОЖДЕНИЯ УШКАТЫН-III,
ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН

Брусницын А.И. (brusspb@yandex.ru), Перова Е.Н., Верещагин О.С.
Санкт-Петербургское отделение РМО. СПбГУ, Институт наук о Земле

BaSO₄-Pb AND Fe-Mn ORES MINERALOGY OF COMPLEX
USHKATYN-III DEPOSIT, CENTRAL KAZAKHSTAN

Brusnitsyn A.I., Perova E.N., Vereschagin O.S.
Saint-Petersburg Branch of the RMS. SpbSU, Institute of Earth Sciences.

Месторождение Ушкатын-III находится в 300 км к западу от г. Караганда, в 15 км к востоку от поселка Жайрем. Оно относится к редкому типу месторождений, приуроченных к слабометаморфизованным осадочным толщам и объединяющих залежи барит-свинцовых и железо-марганцевых руд. Изучение его дает прекрасную возможность понять процессы формирования разного по составу оруденения на ранних этапах литогенеза.

Месторождение открыто в 1962 г., разрабатывается с 1982 г. Рудоносные залежи приурочены к рифтогенной структуре, выполненной преимущественно терригенно-карбонатными отложениями верхнего девона-нижнего карбона (Каюпова, 1974; Митрияева, 1979; Рожнов, 1982). Рудоносной является пачка известняков (мощность 50–200 м), различающихся по строению и условиям образования. В восточной части месторождения вблизи крупного конседиментационного разлома залегают рифовые известняки и продукты их разрушения – известковые алевролиты и песчаники. В них локализовано прожилково-вкрапленное барит-свинцовое 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 щелочных базальтов. Все породы метаморфизованы в *PT*-условиях не выше пренит-пумпеллиитовой фации.

Главные минералы барит-свинцовых руд представлены баритом, галенитом и кальцитом; второстепенные – доломитом, родохрозитом, кварцем, флюоритом, альбитом, калиевым полевым шпатом, пирофиллитом, монтмориллонитом, мусковитом, клинохлором, шамозитом и пиритом; акцессорные – сфалеритом, халькозином, акантитом, халькопиритом, гематитом, рутилом и цирконом. В зоне окисления развиваются церуссит, азурит, малахит, англезит, фосфогедифан, пироморфит и каолинит. Залегание руд специфично. Они слагают стратиформное тело, полностью локализованное в рифогенных известняках. Но, по отношению к этим породам рудая минерализация явно вторичная, заполняющая открытое поровое пространство и цементирующее рыхлые песчано-глинистые прослои. Подобные объекты в последнее время стали выделять в особую группу приповерхностных гидротермальных месторождений ирландского типа (Wilkinson, 2014). В классических примерах это свинцово-цинковые (± барит, ± флюорит) месторождения. Особенностями же месторождения Ушкатын-III является практическое отсутствие цинка в барит-свинцовых рудах, и латеральное замещение их железо- и марганценозные отложениями.

Железные руды сложены преимущественно гематитом, кальцитом и кварцем, в качестве акцессорных минералов в них диагностированы галенит, мусковит, альбит, барит, апатит и свабит. Железные руды переслаиваются с гематит-кальцитовыми

породами, для которых помимо более высокого содержания кальцита характерно обилие второстепенных и аксессуарных минералов. Здесь установлены кварц, рутил, браунит, тефроит, андрадит, эгирин, родонит, натронамбулит, кариопилит, тальк, мусковит, парсеттенсит, сапонит, калиевый полевой шпат, альбит, родохрозит, барит, апатит и свабит.

В марганцевых рудах установлены: в качестве главных минералов – гаусманнит, браунит, тефроит (\pm сонолит, аллеганит), фриделит (\pm кариопилит), кальцит, родохрозит, кварц и альбит; второстепенных и аксессуарных фаз – акантит, галенит, клаусталит, алтаит, сфалерит, киноварь, стибнит, халькопирит, пирит, рутил, бадделиит, церианит-(Ce), торианит, гематит, пирофанит, магнетит, яковсит, гетеролит, оксикальциоромеит, циркон, пьмонтит, кентролит, манганаксинит (и тинценит), родонит, натронамбулит, пироксмангит, пирофиллит, тальк, клинохлор, пеннантит, шамозит, мусковит, флогопит, биотит, парсеттенсит, баннистерит, сапонит, неотокит, 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. М.М.Каюпова (1974) отмечает присутствие в рудах биксбиита, спессартина и брандтита.

Генезис железных и марганцевых руд традиционно рассматривается как гидротермально-осадочный (Рожнов, 1982). Вопрос о взаимодействии процессов накопления барит-свинцовых и железо-марганцевых руд остается дискуссионным. Мы полагаем, что оба типа руд являются продуктами развития единой гидротермальной системы, поставившей в придонную часть морского бассейна Mn, Fe, Ba, Pb и другие элементы. Барит-свинцовые руды отлагались вблизи разлома, по которому просачивались гидротермы. Ловушками рудного вещества служили пористые рифогенные постройки, внутри которых за счет микробиальной сульфат-редукции формировался сероводородный геохимический барьер. Обогащенные железом и марганцем отложения формировались на удалении питающего разлома за счет гидротермальных элементов, изначально рассеянных в водной толще. Условиями для накопления железа и марганца были наличие крупной геоморфологической ловушки, и периодическая смена восстановительных условий на окислительные. В пользу такой модели свидетельствует совмещение разных по составу руд в пределах единой геологической структуры, в породах одного возраста а также наличие в барит-свинцовых рудах минералов марганца (родохрозита), а в марганцевых – минералов, содержащих B, F, S, Cl, V, Cu, Zn, As, Sr, Ag, Sb, Te, Ba, Hg и Pb.

Работа была выполнена с использованием оборудования РЦ СПбГУ «Рентгендифракционные методы исследования», «Геомодель» и «Микроскопия и микроанализ».

Список литературы

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

Митряева Н.М. Минералогия барито-цинково-свинцовых руд месторождений Атасуйского района. Алма-Ата: Наука, 1979.

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

Wilkinson J.J. Sediment-hosted zinc-lead mineralization: processes and perspectives // Treatise on geochemistry. Second edition. Vol. 13. Amsterdam: Elsevier, 2014. P. 219–250.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АПОКАРБОНАТНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ АНАБАРСКОГО РОССЫПНОГО РАЙОНА

Герасимов Б.Б. (BGerasimov@yandex.ru)
Якутское отделение РМО, ИГАБМ СО РАН

MINERALOGICAL FEATURES OF APOCARBONATE HYDROTHERMAL-METASOMATIC FORMATIONS ANABAR DISTRICT

Gerasimov B.
Yakutsk Branch of RMS, IGABM SB RAS

Анабарский россыпной район относится к Лено-Анабарской полиминеральной россыпной субпровинции и занимает бассейн р. Большая и Малая Куонамка, дренирующих восточное обрамление Анабарского щита, и Анабаро-Уджинское междуречье, сложенное главным образом карбонатными породами кембрийского возраста.

Приразломные гидротермально-метасоматические образования, развитые по доломитам кембрийского возраста изучены в бассейне среднего течения р. Анабар.

По эпигенетическим минеральным ассоциациям выделяются кварц-калишпатовые и кремнисто-кварцевые типы пород.

В первом типе метасоматитов калиевые полевые шпаты имеют весьма мелкий размер (до 10 мкм), кристаллические ромбовидные формы и развиты в основном в микронках дробления и микротрещинах доломитов. Кроме этого они часто встречаются в прожилках кремнисто-железисто-алюмосиликатного состава пронизывающих карбонатные породы. Мощность этих прожилков составляет от десятых долей мм до нескольких мм в раздувах. Кварц характеризуется колломорфно-натечными выделениями, реже – мелкими кристаллами. Рудные минералы в кварцево-железисто-алюмосиликатных прожилках представлены весьма мелкими кристаллами и фазами самородного золота, пирита, арсенопирита, сфалерита и галенита.

Характерной особенностью второго типа является их оолитовая и сфероидально-колломорфная структура. В этих образованиях кремний практически полностью замещает доломиты. Наблюдаются лишь весьма мелкие их реликты в центральных частях оолитов. Кварц представлен халцедоновидными разностями. Рудная вкрапленная минерализация локализована в периферических частях сфероидальных стяжений и представлено в основном пиритом и гетитом, в подчиненном количестве сфалеритом, аргентитом, халькопиритом и галенитом. Довольно часто наблюдается пирит, полностью замещающий кремний в стяжениях. Золото встречается в свободном самородном виде, а также в сростании с пиритом и окислами железа. Размер его зерен составляет от первых микрон до 15 мкм. Отмечаются золотины с примесью ртути от 0,5 до 2, 6%.

В бассейне р. Большая Куонамка (восточное обрамление Анабарского щита) *исследованы гидротермально-метасоматические образования, связанные с зоной тектонического дробления рифейских доломитистых известняков.* Породы пронизаны маломощными кварцевыми и кальцитовыми прожилками. Широко распространены тектонические брекчии. Эпигенетические изменения выражены окварцеванием и калишпатизацией. В данных образованиях обнаружена вкрапленная рудная минерализация. Золото и серебро развиты в кварцевых прожилках и характеризуются изометричными формами и мелкими (до 10 мкм) размерами. Среди сульфидов наиболее распространен пирит, представленный в основном кубическими кристаллами и их

агрегатами. В подчиненном количестве отмечаются весьма мелкие (до 5 мкм) кристаллы антимонита, молибденита, сфалерита, арсенопирита.

Общеизвестно, что с гидротермально-метасоматической формацией связаны крупные месторождения золота, свинца, цинка и т.д. Для этих месторождений характерны линейно вытянутые конфигурации и локализация в системах протяженных долгоживущих разломов. По мнению Е.В. Плющева (2012) с соавторами к этому типу метасоматитов относятся приразломные гидротермально-метасоматические образования золоторудных месторождений карлинского тренда, формирование которых происходило при внедрении даек основного состава по зонам разломов, когда из межблоковых зон сжатия рудное вещество мобилизовалось в зоны разгрузки, образуя рудные тела (Плющев и др., 2012). В Центрально-Алданском районе давно разрабатываются крупные месторождения золота связанные с мезозойскими апокарбонатными приразломными метасоматитами (гумбеитами, березитами и т.д.) – Куранахское, Эльконское, Лебединое, Рябиновое и т.д. (Дворник, 2012).

Таким образом, сходство геологических условий локализации и вещественного состава, изученных оруденелых пород с метасоматитами Центрально-Алданского золоторудного района позволяют положительно оценивать перспективы дальнейшего их изучения.

Работа выполнена по государственному заданию ИГАБМ СО РАН и частично в рамках гранта РФФИ № 18-45-140018.

Список литературы

Плющев Е.В., Шатов В.В., Кашин С.В. Металлогения гидротермально-метасоматических образований. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. 560 с. Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. Том 354.

Дворник Г.П. Золоторудные метасоматические формации Центрально-Алданского района // Литосфера. 2012. №2. С. 90-105.

РЕКОНСТРУКЦИЯ МАНТИЙНОЙ ПАЛЕОГЕОТЕРМЫ ПОД ВЕРХНЕ-МУНСКИМ
КИМБЕРЛИТОВЫМ ПОЛЕМ (СИБИРСКИЙ КРАТОН)

Дымшиц А.М.¹ (a.dymshits@gmail.com), Шарыгин И.С.^{1,2}, Мальковец В.Г.²,
Яковлев И.В.², Гибшер А.А.², Алифирова Т.А.², Воробей С.С.³,
Потапов С.В.^{1,2}, Гаранин В.К.⁴

¹ Восточно-Сибирское отделение РМО, Институт земной коры СО РАН

² Зап.-Сибирское отделение РМО, Институт геологии и минералогии
им. В.С.Соболева СО РАН

³ Московское отделение РМО, Московский государственный университет,
геологический факультет

⁴ Московское отделение РМО, Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана, РАН

THE MANTLE PALEOGEOTHERM BENEATH THE UPPER MUNA KIMBERLITE
FIELD (SIBERIAN CRATON)

Dymshits A.M.¹, Sharygin I.S.¹, Malkovets V.G.², Yakovlev I.V.², Gibsher A.A.²,
Alifirova T.A.², Vorobei S.S.³, Potapov S.V.^{1,2}, Garanin V.K.⁴

¹ East-Siberian Branch of the RMS, Institute of the Earth's crust, Siberian Branch of RAS

² West-Siberia Branch of the RMS, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy,
Siberian Branch of RAS

³ Moscow Branch of the RMS, Geological Faculty, Moscow State University

⁴ Moscow Branch of the RMS, Fersman Mineralogical Museum, RAS

Thermal profiles with depth (geotherms) allow us to determine the vertical distribution of the rock types within mantle column and estimate the thickness of the lithosphere. Besides knowledge of the thermal state of the subcratonic lithospheric mantle is also essential for predicting its diamond potential in region of interest. In this study curve of paleogeotherm were numerically fitted from the single-mineral clinopyroxene (Cpx) xenocrysts *P-T* data using the FITPLOT program (Mather et al., 2011). This program quantifies the lithosphere thickness, calculated as the intersection of the conductive geotherm with the adiabatic geotherm of the convecting mantle, and the surface heat flow.

For this study we used 323 Cpx xenocrysts and 10 mantle xenoliths from Komsomolskaya-Magnitnaya (KM) pipe, Upper Muna field (UM), Siberian craton. Using the protocol proposed by Ziberna et al. (2016) we selected 188 Cpx grains suitable for precise single-mineral thermobarometry by Nimis and Taylor (2000) (data used in calculations in Figure 1). The majority of *PT* points lay along a narrow elongated field in *PT* space with a cluster of high-*T* and high-*P* points above 1300 °C that deviates from the main *PT*-trend. The latter points may represent either artefact of thermobarometry at *P* > 6 GPa or record thermal event associated with kimberlite magmatism (so-called 'stepped' or 'kinked' geotherm). To eliminate these factors, steady-state mantle paleogeotherm for KM pipe at the time of initiation of kimberlite magmatism (345-380 Ma) was constrained by the numerical fitting of *PT*-points below 1200 °C. Also we have calculated paleogeotherms using different input parameters and recognized the drastic effect of heat production rate within the crust on the resulting lithospheric thickness (Fig. 1). For model #1 we fixed heat production rate in the upper and lower crust beneath the Upper-Muna field at 0.76 and 0.076 μW/m³ according to Rosen et al. (2009). For model #2 we used higher values for heat production rate both in the upper and lower crust – 1.12 mW/m² and 0.4 mW/m² as default parameters suggested in the FITPLOT. The thicknesses of upper and lower

crust were 23 and 33 km, respectively. The most robust input parameters for Upper Muna field was used in the model #1 and obtained mantle paleogeotherm was similar to nearby Novinka pipe (Zibera et al., 2016), providing ~34-35 mW/m² surface heat flux, 225-230 km lithospheric thickness, and 100-110 thick “diamond window” for the UM field. Coarse-grained peridotites are consistent with the steady-state mantle paleogeotherm derived from Cpx xenocrysts whereas porphyroclastic ones are plotted within the cluster of high-T and high-P Cpx xenocrysts. Thus, we support results demonstrated by Grutter (2009) that filtering Cpx xenocryst compositions considerably increases the accuracy of the single-mineral geotherm estimation, to within an error of the xenolith derived geotherm. The advantages of the single-Cpx thermobarometry are as follow: (1) it can be used in the case when mantle xenoliths are absent or rare; (2) may be routinely obtained during diamond exploration; (3) it attributes less analytical resources because every single mineral represents one mantle xenolith; (4) its relatively cheap and express, thus, allows to obtain a larger number of PT points that is very important for robust estimation of the paleogeotherm.

Judging solely from the thermal considerations and the depth of the lithosphere, the KM and Novinka pipes possess excellent diamond potential. All pipes in the UM field have a low diamond grade (< 0.9, in carats/ton) meanwhile the lithosphere thickness is almost similar to the values obtained in our study for high diamond grade Udachnaya (2.1 carats/ton) and Mir (3.5 carats/ton) pipes from Daldyn and Mirny field, respectively. Therefore, other factors affected the diamond grade of the UM kimberlite field.

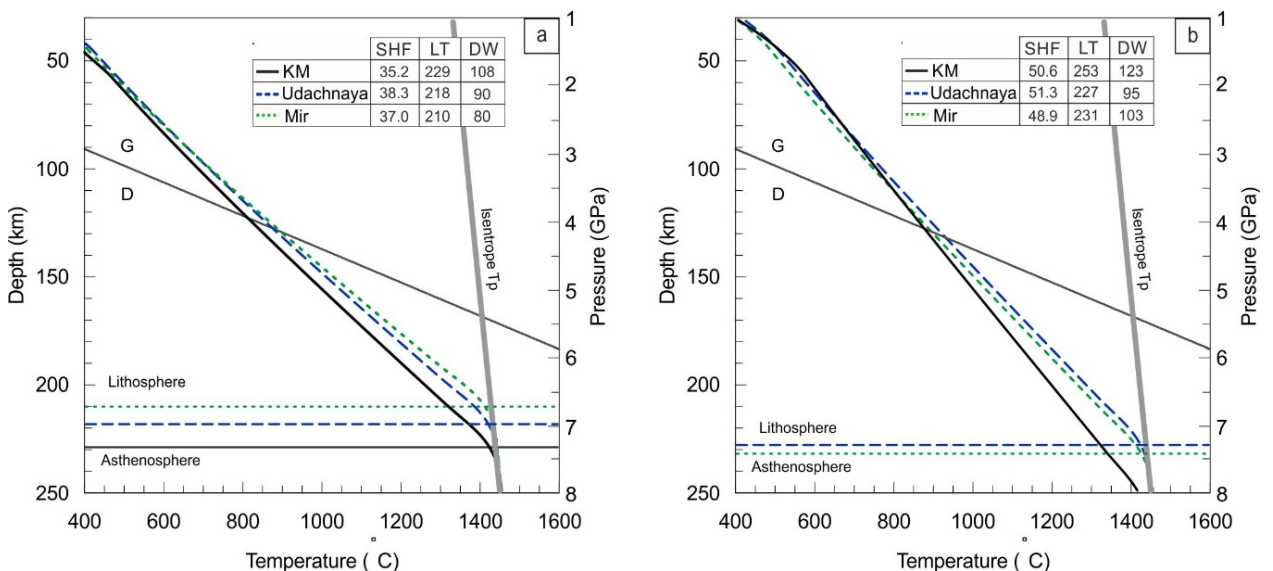


Figure 1. Comparison of model #1 (a) and model #2 (b) mantle geotherms beneath Komsomolskaya-Magnitnaya (KM), Udachnaya and Mir pipes. SHF – surface heat flux in mW/m², LT – lithosphere thickness in km, DW – diamond window in km.

The research was supported by the Russian Science Foundation (grant Nos. 18-77-00070; 18-17-00249 and 18-77-10062) and Russian Foundation of Basic Research (grant No. 20-35-70058).

References

- Grutter H.S. Pyroxene xenocryst geotherms: Techniques and application // *Lithos*. 2009. № 112. P. 1167-1178.
- Mather K.A., Pearson D.G., McKenzie D., Kjarsgaard B.A., Priestley K. Constraints on the depth and thermal history of cratonic lithosphere from peridotite xenoliths, xenocrysts and seismology // *Lithos*. 2011. № 125. P. 729-742.

Nimis P., Taylor W.R., Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 2000. № 139. P. 541-554.

Rosen, O.M.; Soloviev, A.V.; Zhuravlev, D.Z. Thermal Evolution of the Northeastern Siberian Platform in the Light of Apatite Fission-Track Dating of the Deep Drill Core // *Izvestiya-Physics of the Solid Earth*. 2009. № 45. P. 914-931

Zibera L., Nimis P., Kuzmin D., Malkovets V.G. Error sources in single-clinopyroxene thermobarometry and a mantle geotherm for the Novinka kimberlite, Yakutia // *American Mineralogist*. 2016. № 101. P. 2222-2232.

О ВКЛЮЧЕНИЯХ СУЛЬФИДНЫХ РАСПЛАВОВ, ОБНАРУЖЕННЫХ В ЦИРКОНЕ ИЗ КВАРЦЕВОГО ПОРФИРА (БАТОЛИТ САЛМИ, КАРЕЛИЯ)

Коньшев А.А.^{1,2,3}(icelopa@gmail.com), Русак А.А.¹, Алексеев И.А.⁴

¹Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского, Москва; ²Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка; ³ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск;

⁴Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

ABOUT INCLUSIONS OF SULPHIDE MELTS FINDING IN ZIRCON FROM QUARTZ PORPHYRY (SALMI BATHOLITH, KARELIA)

Konyshev A.A.^{1,2,3}, Rusak A.A.¹, Alekseev I.A.⁴

¹GEOKHI RAS, Moscow; ²IEM RAS, Chernogolovka; ³IG KarRC RAS, Petrozavodsk; ⁴SPbU Saint-Petersburg

Inclusions of sulphide melts in zircon from quartz porphyry of the Salmi batholith were found. The geological description of the research object is given in the work (Konyshev et al., 2020). Inclusions of sulphide melts have dimensions up to 20 μm across are rare relative to melt inclusions of silicate composition, and are represented by compositions close to pyrrhotite (compositions 5, 6, 7, 8 in Fig. 1). All compositions measurements were performed using EPMA.

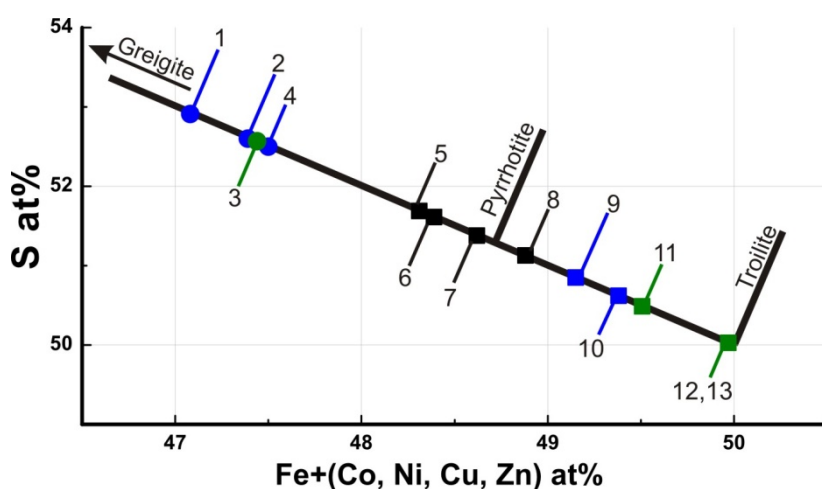


Figure 1. Diagram troilite-pyrrhotite-greigite in the form of the amount of S and Fe+(Co, Ni, Cu, Zn), atomic %. The measured compositions are marked with numbers that correspond to the numbers in other figures. The black squares are composition of homogenized sulphide inclusions, another dots - decomposition phases (blue - numbers from fig. 2 A, B; green - from fig. 2 C, D).

The detected inclusions have an exclusively sulphide composition (Fig. 2 A, B; Fig. 3 C), and sulphide-silicate composition (Fig. 2 C, D; Fig. 3 A, B).

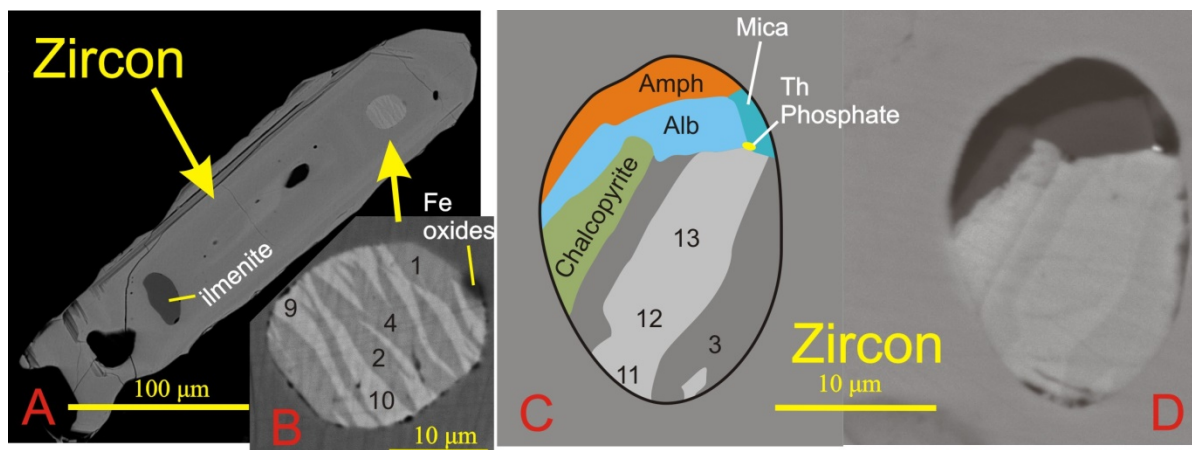


Figure 2. A - zircon grain with melt sulphide inclusion, B - the same, another magnification. D, C - inclusion of heterophase capture of a sulphide-silicate composition from another zircon grain. A, B, D-images obtained in BSE (EPMA), C - drawing of various mineral phases from image D.

Sulphide melt inclusions have textures of decomposition. Phases of decompositions divided by the Fe/S ratio into two types: pyrrhotite-troilite and pyrrhotite-greigite. These inclusions contain the presence of chalcophilic elements: Cu, Ni, Co, Zn, and separate sulphide phases - chalcopyrite (Fig. 2 C, D). After heating the zircon at 1000°C for 7 hours (no kinetic series of experiments was performed), the sulphide inclusions became homogeneous, which allowed study their total composition. Assay by area the compositions of homogenized sulphide inclusions (Fig. 3) showed Cu in at.‰: 5 - 1.44, 7 - 3.25, 8 - 2.97 (table 1). Content of Co, Ni, Cu, and Zn in composition of non-heated inclusions by point measurements were found (table 1). Pyrrhotite from the groundmass of the rock is represented by skeletal forms without zoning (Fig.4), chalcophile elements are not detected above the EPMA detection limit.

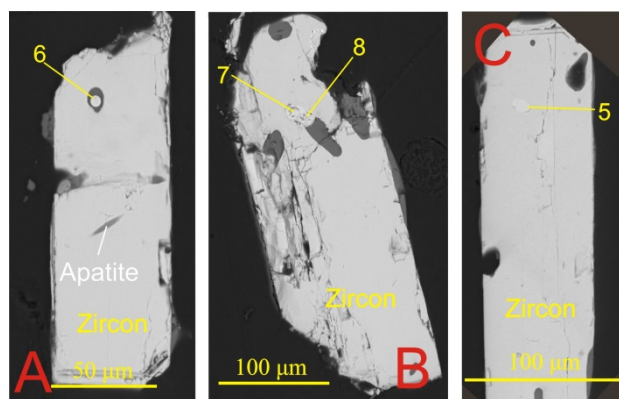


Figure 3. The zircon after heating (T = 1000°C). A, B - with inclusions of sulphide-silicate composition, C - sulphide. BSE (EPMA).

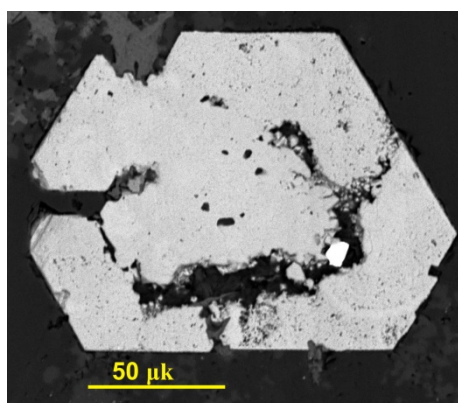


Figure 4. Pyrrhotite from the groundmass. BSE (EPMA).

№	Co (0.33)	Ni (0.22)	Cu (0.75)	Zn (0.29)	№	Co (0.33)	Ni (0.22)	Cu (0.75)	Zn (0.29)
1	0.53	-	-	-	8	-	-	2.97	-
2	0.69	-	-	-	9	-	-	-	0.38
5	-	-	1.44	-	1	0.74	-	-	-
7	-	-	3.25	-	1	0.46	0.28	-	-
					3				

The participation of such situations should be taken into account at the interpretations of migrating chalcophile elements in nature. These elements along with the host mineral, can be concentrated in sediments. An example, in the bottom sediments of lake Ladoga, an increased Cd content was found, in comparison with background values, which correlates with Zr, it was suggested that Cd anomalies are associated with zircon (Ivanter et al., 2016). Cd cannot significantly isomorphically replace Zr in zircon, due to the different valence and size of the ionic radius. Similar inclusions of sulphide melts can also be a probable form of Cd in zircon, since Cd has strong chalcophilic properties. Unfortunately, the Cd was not detected using EPMA. The future research task is to study the composition of inclusions of sulphide melts using more sensitive methods.

The research was supported by the RFBR grant 18-05-01101

References

Ivanter E.V., Slukovskii Z.I., Dudakova D.S., Medvedev A.S., Svetov S.A. Evidence for the zircon origin of cadmium anomalies in bottom sediments from the littoral zone of the northern part of lake Ladoga // *Doklady Earth Sciences*, 2016, Vol. 468, Part 2, pp. 607–610.

DOI: 10.1134/S1028334X16060118

Konyshev A.A., Anosova M.O., Rusak A.A., Alekseev I.A., Yakushev A.I., Shapovalov Yu. B. Dikes of quartz porphyry and their role in the formation of the salmi batholith (south Karelia) // *Doklady Earth Sciences*, 2020, Vol. 491, Part 1, pp. 127–130

DOI: 10.1134/S1028334X20030083

ВКЛЮЧЕНИЯ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩЕГО ВЕЩЕСТВА В ТОПАЗЕ ИЗ ДАЙКОВОГО КОМПЛЕКСА LI-F ГРАНИТОВ (БАТОЛИТ САЛМИ)

Коньшев А.А.^{1,2,3}(icelopa@gmail.com), Русак А.А.¹, Щербаков В.Д.⁴, Алексеев И.А.⁵

¹Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского, Москва; ²Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка; ³ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск;

⁴Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

⁵Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

INCLUSIONS OF MINERAL-FORMING MEDIA IN TOPAZ FROM THE DIKE COMPLEX OF LI-F GRANITES (SALMI BATHOLITH)

Konyshev A.A.^{1,2,3}, Rusak A.A.¹, Shcherbakov V.D.⁴, Alekseev I.A.⁵

¹GEOKHI RAS, Moscow; ²IEM RAS, Chernogolovka; ³IG KarRC RAS, Petrozavodsk; ⁴MSU, Moscow; ⁵SPbU, Saint-Petersburg.

Quenching inclusions of silicate liquids or "gel" silicate phases (hereinafter referred to as "GSPh") with a high Mg content were found in minerals of dike bodies of Li-F granites of the Salmi batholith (Fig. 1). Inclusions are found in various rock-forming minerals (albite, K-feldspar, quartz, topaz, and zinnwaldite). Syngenetic gas-liquid, melt silicate (Fig. 1 A), and alumofluoride-containing inclusions were found in topaz together with "GSPh". Previously, some T-P-X parameters were defined for one of these dikes. In the range of 100-200 MPa, rock solidus in water-saturated conditions was observed at 570°C, without adding fluid – 640°C, the content of F in the equilibrium with fluid is 0.24-0.34 M_{Hf} (mol/dm³) (Shapovalov et al., 2019). According to preliminary data (EPMA) for phengite from the inclusion with alumofluoride phases in topaz, such estimates were higher - 1.2 -1.8 M_{Hf} (calculations by (Aksyuk, 2002)).

The Mg content in "GSPh" at point measurements of EPMA averaged from 0.5 to 6 wt.%, maximum values up to 13 wt.%. Non-stoichiometric Na, K, Mg-containing alumofluoride phases with F content up to 50 wt.% were found in inclusions with aluminofluorides. The Mg content in the studied rocks is 300-660 ppm, in zinnwaldite up to ~ 5000 ppm. When polishing "GSPh" inclusions, internal heterogeneity in composition and resistance to destruction is often detected, expressed in concentric and radial bundles (Fig. 1 B, C). Almost all columbite in the rock is concentrated as mineral inclusions in topaz (Fig. 1 D).

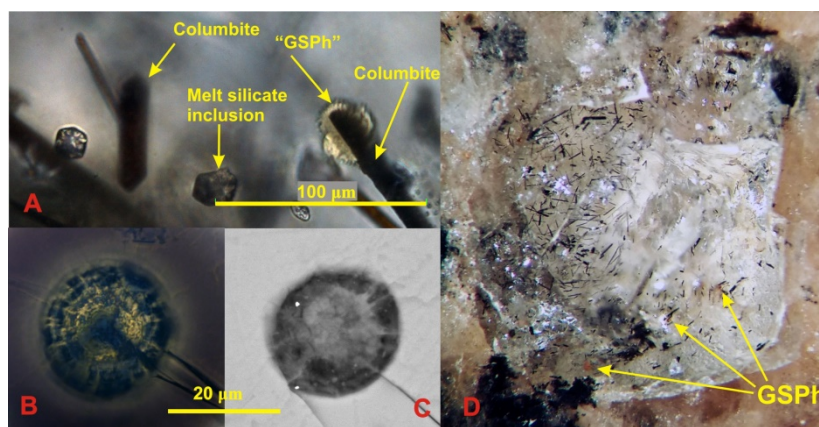


Figure 1. A - "GSPh", melt inclusions and columbite in topaz, passing light; B - "GSPh" in zinnwaldite, passing light; B - the same, BSE; D - Topaz crystal in rock, polished section, binocular, field width about 3 mm, black needle-like crystals-columbite.

The inclusion of "GSPh" in topaz is about 60 microns across, studied by SIMS. Water content 6.2 wt.%, F-1256 ppm, B-114 ppm. The content of trace elements as a ratio to the content in the rock (sample 260617-2 (Konyshev et al., 2020)) is shown in (Fig. 2). This inclusion has an Nb/Ta ratio of 3.23 (in the groundmass - 4.76), Zr/Hf - 1.88 (in the groundmass

- 7.8). Probably, in the presence of this phase, selective separation of highly charged twin elements, such as Ta and Nb, Hf and Zr, can occur, but there is not enough statistical data for approval. This inclusion was also research by Raman spectroscopy to study the OH-incorporation spectrum (Fig. 4). The region where the peak for the OH group is located (more than 3500 cm⁻¹). The peak region for the OH group in the crystal grid is narrow and intense, while for «GSPh» it is wider and smoother (Fig. 4). According to the aggregate data on the incorporation of water and the internal morphology of the "GSPh", it can be assumed that the substance after quenching is in the form of close to amorphous or colloidal.

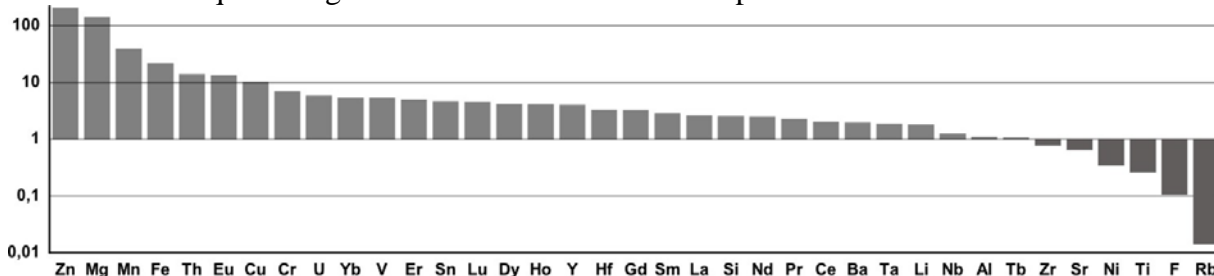


Figure 2. Distribution coefficients between the "GSPh" and rock.

In some inclusions of "GSPh" there are Th-carbonates, "hydrozircon", columbite, fine-grained Ce-containing mineralization, as well as fluorite forming uneven accretions with "GSPh" that do not go beyond the inclusion.

Topaz also contains inclusions of fluorite with inclusions of "GSPh" inside with Th and (or) Zr containing minerals. This fluorite according to LA-ICP-MS has a high amount of REE (including Sc and Y) ~ 15000 ppm. Inside this fluorite there are often non-stoichiometric phases with intermediate compositions of fluorite-fluocerite-yttrocerite, as well as single finds of rounded separations of the fluorite composition with an admixture of Si up to 0.7 wt.%. Figure 4 shows the REE distribution coefficients between the "GSPh", the fluorite inclusion from the topaz and rock. Silicate liquids can probably contribute to the formation of the M-type tetrad effect observed in the rock, at least in the first tetrad. It is also likely that they are involved in the removal of Eu from the system during rock formation (Li-F granites are often extremely depleted of this component).

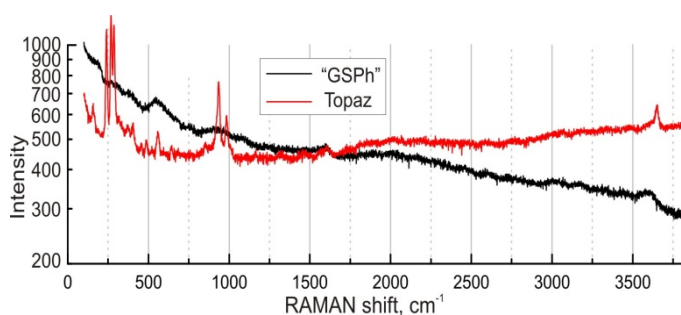


Figure 3. Raman spectrum for "GSPh" and topaz (for comparison).

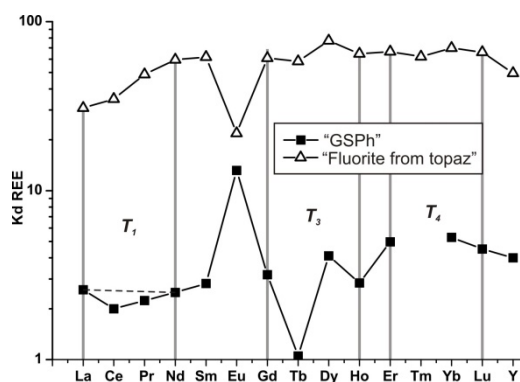


Figure 4. REE distribution coefficients between the phases ("GSPh", fluorite) and rock.

The research was supported by the RFBR grant 18-05-01101

References

Aksyuk A.M., Experimentally established geofluorimeters and the fluorine regime in granite-related fluids // *Petrology*, 2002, vol. 10, pp. 557–569.

Konyshev A.A., Chevychelov V.Yu., Shapovalov Yu.B. Two Types of Highly Differentiated topaz-bearing granites of the salmi batholith, southern Karelia // *Geochemistry International*, 2020, Vol. 58, No. 1, pp. 11–26. DOI:10.1134/S0016702920010073

Shapovalov Yu.B., Chevychelov V.Yu. , Korzhinskaya V.S., Kotova N.P., Redkin A.F., and Konyshev A.A. Physical and chemical parameters of processes producing rare-metal deposits in granitoid systems with fluorine: experimental data // *Petrology*, 2019, Vol. 27, No. 6, pp. 567–584. DOI:10.1134/S0869591119060067

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ НОРИЛЬСКИХ ИНТРУЗИВОВ КАК
ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ ИХ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Криволицкая Н.А. (nakriv@mail.ru), Гонгальский Б.И. (brgon@mail.ru), Кузьмин Д.В. (kuzmin@igm.nsc.ru), Свирская Н.М. (nsvirsk@mail.ru)

Московское отделение РМО, ГЕОХИ РАН, ИГЕМ РАН, ИГМ СО РАН

ROCK-FORMING MINERALS OF THE NORILSK INTRUSIONS AS INDICATORS OF
THEIR CRYSTALLIZATION CONDITIONS

Krivolutskaya N.A., Gongalsky B.I., Kuzmin D.V., Svirskaya N.M.
Moscow Branch of the RMS, GEOKHI RAS, IGEM RAS, IGM SB RAS

История изучения порообразующих минералов и использования их для оценки условий формирования норильских рудоносных интрузивов насчитывает несколько десятилетий. Наиболее крупные обобщения выполнены В.В. Рябовым в серии монографий (Рябов, Золотухин, 1981; Рябов, 1992; Рябов и др., 2000). Совершенствование и применение новых локальных аналитических методов (высокоточного микрозондового анализа, ионно-зондового анализа, лазерной абляции), позволяют получать принципиально новую информацию о составах минералов, в частности, о концентрациях элементов-примесей в них и расширить наши представления об образовании интрузивов разной степени рудоносности – от содержащих богатые руды до безрудных. Частично прецизионные данные по оливинам опубликованы в работах (Krivolutskaya et al., 2012; Krivolutskaya, 2016). Но оценка условий образования интрузивов требует комплексного подхода, использующего полную информацию о минералах. Именно такой подход был использован в данной работе.

Многочисленные субпластовые базитовые интрузивы северо-запада Сибирской траптовой провинции (251 Ма) объединены в норильский интрузивный комплекс, характеризующийся наличием вкрапленных и жильных сульфидных руд разной экономической значимости. Интерес представляет сравнение минерализованных в разной степени массивов и выявление особенностей их минерального состава, учитывая практически одинаковый химический состав пород.

Главный интерес представляют ранние ликвидусные фазы, к которым относятся оливин, реже – пироксен, отражающие состав исходного расплава, сформировавшего массивы. Нами были изучены составы оливинов из разных интрузивов, включая массивы с уникальными рудами - Талнах Хараелах, Норильск 1 и слабо рудоносные – Нижне-Талнахский, Норильск 2, Зеленая Грива, - а также расплавные включения в них. Ранней ликвидусной фазой является пироксен в Южно-Масловском интрузиве, включения в нем также использованы оценки состава расплава. Установлено, что состав исходного расплава близок для всех изученных массивов и соответствует толеитовому базальту повышенной магнезиальности (8-10 мас.% MgO), включая содержания летучих компонентов в них (мас. %): H₂O=0.5-0.8, Cl=0.05-0.2; F=300-350 ppm. Температуры кристаллизации для оливина колеблются от 1235 до 1200°C, а для пироксена составляют 1190-1170°C.

Фугитивность кислорода была оценена по оливин-шпинелевому парагенезису (Ballhaus, 1990) и оказалась различной для рудоносных и слабо рудоносных массивов. Первые из них характеризуются восстановительными условиями по сравнению с последними: рассчитанное отношение (Fe²⁺/Fe³⁺) в расплаве рудоносных интрузивов варьирует от 3.5 до 4.0, а для слабо рудоносных – от 1.6 до 2.5. Составы минералов группы шпинели также подтверждают этот вывод – в породах последних из названных

интрузивов отмечаются повышенные содержания V_2O_5 (до 3 мас.%), в то время как в рудоносных массивах эти значения не превышают 0.5 мас.%. Концентрации этого элемента в оливинах, являющегося показателем восстановленности расплавов, также существенно отличаются для пород разных по рудоносности групп. Разница между массивами также устанавливается по содержаниям Ti в оливинах: содержащие крупные месторождения интрузивы характеризуются более титанистыми оливинами (Рисунок).

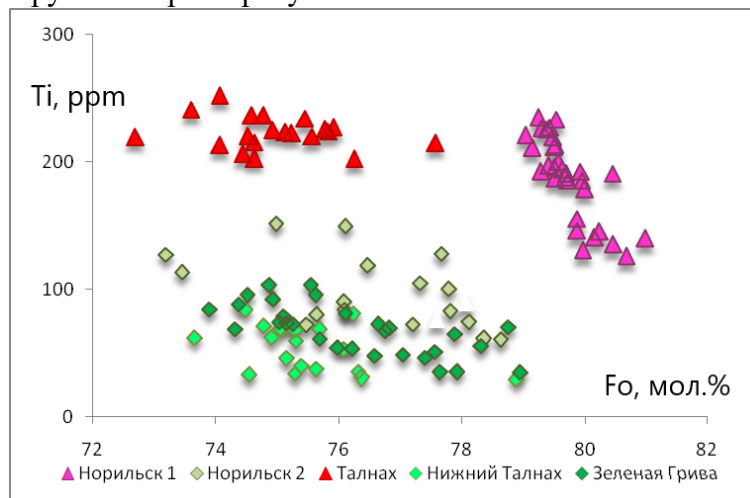


Рисунок. Диаграмма Fo-Ti для оливинов из массивов Норильского района

Распределение титана в пироксенах отличается не только между массивами, но и существенно варьирует в вертикальных разрезах интрузивов, демонстрируя разные тренды кристаллизации для отдельных горизонтов габбро-долеритов – пикритовых, оливиновых и оливинсодержащих, габбро-диоритов (Krivolutskaya et al., 2012).

Таким образом, данные о составах минералах позволяют оценить P-T и f_{O_2} при кристаллизации магм для разных типов интрузивов, что может быть использовано для успешного проведения поисковых работ.

Авторы выражают благодарность академику А.В. Соболеву за возможность выполнения прецизионных анализов минералов. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 18-05-70094).

Список литературы

Рябов В.В., Золотухин В.В. Минералы дифференцированных траппов. Новосибирск. Наука.1977. 392 с.

Рябов В.В. Оливины норильских интрузивов и их петрологическое значение. Новосибирск. Наука.1992. 116 с.

Ballhaus C.G., Berry R.F., Green D.H. 1990. Oxygen fugacity controls in the Earth's upper mantle // Nature. Vol.348. P.437–440.

Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П. Магматические породы Норильского района.Т.1,2.

Krivolutskaya N.A., Sobolev A.V., Snisar S.G., Gongalskiy B.I., Hauff B., Kuzmin D.V., Tushentsova I.N., Svirskaya N.M., Kononkova N.N., Schlychkova T.B. Mineralogy, geochemistry and stratigraphy of the Maslovsky Pt–Cu–Ni sulfide deposit, Noril'sk Russia: Implications for relationship of ore-bearing intrusions and lavas // Mineralium Deposita. 2012.V.47. P.69-88.

Krivolutskaya N.A. Siberian Traps and Pt-Cu-Ni Deposits in the Noril'sk Area. Springer. 2016. 364 p.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПРОГНОЗА И ПОИСКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ В РАЙОНАХ ВОЗМОЖНЫХ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ

Кринов Д.И. (krinov67@mail.ru)
Московское отделение РМО. АО «ВНИИХТ»

MINERALOGICAL CRITERIA OF THE FORECAST AND SEARCH OF FIELDS IN REGIONS OF POSSIBLE MODERN HYDROTHERMAL SYSTEMS

Krinov D.I.
Moscow Branch of the RMS. JSC "LRICT"

В данной работе рассмотрен вопрос о минералогических критериях прогноза и поиска месторождений в районах возможных современных гидротермальных систем, прежде всего, прогноза месторождений урана, золота и редкометалльных элементов, аналогичных месторождениям Горное и Березовое (Забайкалье).

При рассмотрении комплекса диагностических признаков, выявленных для месторождений Горное и Березовое и опережающих их рудопроявлений, были получены основания предположить необходимость полистадийной гидротермальной системы для образования подобных месторождений (Константинов, 2010; Кринов и др., 2016). Гибкий подход к объективному опробованию и изучению руд указал на ошибочность более раннего подхода в опробовании и оценке содержаний полезных компонентов, и на жесткие просчеты при выборе технологических цепочек, использовавшихся ранее.

Основными прогнозными признаками месторождений являются:

1. Наличие гидротермальных преобразований гранитов различных диапазонов температур. Эти преобразования приурочены к тектоническим нарушениям вдоль дайковых и субвулканических тел базальтового состава. Во всех случаях оруденение приурочено к областям изменения окolorудных зон: а) калишпатизации и гематитизации; б) хлоритизации; в) окварцевания; г) цеолитизация в несколько стадий; д) - гидромонтморилонитизации

2. Цеолитизация, сульфидизация и карбонатизация носят эпизодический характер. Если эти процессы присутствуют, характерны области преобразования зонального строения со специфическими сопутствующими до- (кварц-микроклин-гематит, хлорит), син- (стеллерит, кальцит, анкерит, доломит)+(кальцит, ломонтит), и пострудными (ломонтит, смектит, монтморилонит, гидрослюды) ассоциациями минералов. Последовательность рудных урановых минералов представлена рядом (коффинит, браннерит, уранинит, настуран)-(отенит, метаотенит, лермонтовит, ураноцирцит, цейнерит, тьюмунит и карнотит)-(уранофан, козалин) (Кринов и др., 2016).

Результаты проведенных исследований позволили сделать следующие выводы:

1. Рядом исследователей (Константинов, 2010; Кринов и др., 2016) опровергнута гипотеза осадочного генезиса подобных месторождений. На первичные рудные тела в постмеловой (в данном случае) период накладывается тектоническая (система опережающих разломов) и термическая (базальтовые дайки) активация гидротермальной системы. Это приводит к образованию руд совершенно нового типа. Он характеризуется сложной хлоритизацией и низкотемпературной цеолитизацией с формированием специфической ассоциации минералов урана.

2. Исходя из установленных условий и особенностей, можно предположить значительное распространение подобного оруденения в аналогичных условиях.

3. Специфика существования современных гидротермальных систем (активных или недавно остановившихся) определяет еще несколько особенностей: А) в рудах с высоким

содержанием урана наблюдается резкое в различной степени снижение коэффициента $KPP < 1$; Б) сопутствующие минералы группы цеолитов и собственно минералы описываемых урановых руд являются высококальциевыми. Из-за этого использование прямого сернокислотного выщелачивания в обогащении руд этого типа недопустимо. Продуктивный метод обогащения предложен в (Кольцов и др. 2014)

Судя по перечисленным особенностям, картирование и оценка месторождений описываемого типа, возможны только на основании детального минералогического и химического анализа, и не в коем случае не по данным γ -каротожа.

По результатам анализа всех выше-перечисленных параметров продуктивная рудная минерализация (соответственно оруденение) различной степени интенсивности может быть приурочена к следующим рудным районам:

1. Весь рудный район вокруг месторождений Горное и Березовое. Здесь выявлено более десятка рудопоявлений, ранее относимых к бесперспективным из-за ошибочного отнесения Горного и Березового к месторождениям кор выветривания, а не к метасоматическим, как было установлено нами (Кринов и др., 2016).

2. Перспективный объект исследований – район распространения V-Fe-Ti с U руд в Северном Забайкалье (Гонгальский, 2015)

Многочисленные проявления низкотемпературной урановой и редкометальной минерализации позволили зафиксировать также развитие близкосовременных гидротермальных рудных систем: 3. Регион соответствующих гидротермально-метасоматических преобразований (аргиллизация и цеолитизация) с характерной минерализацией зафиксирован в районе Северо-Востока (Чукотка) России. Эти рудные проявления подробно описаны в статьях Константинова (Константинов, 2005)

4. По некоторым предпосылкам районы подобного оруденения описаны в работах Ю.Б. Миронова и материалах его докторской диссертации в Монголии. С постгранитизационными гидротермально-метасоматическими процессами связывается, например, формирование мелких объектов в массивах жанчублинского и шарахадинского комплексов в центральной части страны (Миронов, 2009).

5. Аналогичные по своим геолого-минералогическим характеристикам оруденения описаны для двух месторождений - небольшого масштаба, но весьма перспективных – на территории Австралии (устное сообщение М.В. Середкина).

Во всех перечисленных объектах описаны практически идентичные Горному и Березовому гидротермальные преобразования пород: гематитизация; хлоритизация; цеолитизация; гидромонтморилонитизация; проявления высоко- и низкотемпературной урановой (фосфатной и ванадатной) минерализации. При дальнейшем изучении этот список объектов может быть расширен.

Список литературы

Гонгальский Б.И. Месторождения уникальной металлогенической провинции Северного Забайкалья // М.: ВИМС. 2015. 248 с.

Миронов Ю.Б. Металлогения урана восточной части Центрально-Азиатского подвижного пояса. Дисс. докт. геол.-минер. наук, СПб., ВСЕГЕИ. 2009. 384 с.

Кольцов В.Ю., и др. Использование серной кислоты при окомковании урановых руд перед их кучным выщелачиванием. // Горный журнал. 2014. № 7. С. 90-94.

Константинов А.К. Урановый потенциал Чукотки. Минеральное сырье. №16. 2005. Москва, ФГУП ВИМС.

Константинов А.К. Проблемы генезиса цеолит-бета-уранотилового оруденения Минеральное сырье. 2010. М.: ВИМС, № 21. 94 с.

Кринов Д.И., и др. Новые данные о масштабах оруденения, генетических и минералого-геохимических особенностях урановых месторождений Березовое и Горное (Центральное Забайкалье) // Разведка и охрана недр. 2016. № 3. С.12-18.

ЗОЛОТОСУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ОСНОВНЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ
МАНИТАНЫРДСКОГО РАЙОНА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

**Кузнецов С.К. (sokerina@geo.komisc.ru), Майорова Т.П., Сокерина Н.В.,
Ефанова Л.И.**

Сыктывкарское отделение РМО, Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН

GOLD-SULFIDE MINERALIZATION OF THE MAIN ORE MANIFESTATIONS OF THE
MANITANIRD DISTRICT (POLAR URAL)

Kuznetsov S.K., Mayorova T.P., Sokerina N.V., Efanova L.I.

Syktывkar Branch of RMS, Institute of Geology FRC Komi SC Ural Branch RAS

На западном склоне Полярного Урала в Манитанырдском районе расположено несколько гидротермальных золотосульфидных проявлений. Сведения о геологическом строении района, его золотоносности изложены в ряде отчетов и частично опубликованы (Кузнецов и др., 2011; Майорова, Ефанова 2019; и др.). Выявлены Верхненияюское 1, Верхненияюское 2, Нияхойское 1, Нияхойское 2, Ягодное, Верхнелекелецкое проявления. В последнее время интерес к Манитанырдскому району возрос как к одному из потенциально перспективных на западном склоне севера Урала.

В геологическом отношении Манитанырдский район представляет собой крупную антиклинальную структуру, ориентированную в северо-восточном направлении. Основная площадь района сложена позднерифейско-вендскими вулканитами бедамельской серии и осадочными отложениями энганепэйской свиты позднего венда – раннего кембрия. Интрузивные породы представлены габбро-долеритами леквожского комплекса раннего ордовика, прорывающими породы бедамельской и энганепэйской свит.

Широко развиты разрывные нарушения разной ориентировки. Все породы района претерпели региональный метаморфизм зеленосланцевой фации. Золотосульфидная, золото-сульфидно-кварцевая минерализация локализована в породах бедамельской серии и энганепэйской свиты и ее развитие контролируется разрывными нарушениями преимущественно северо-восточного простирания. Выделяется протягивающаяся через весь район с юго-запада на северо-восток Нияюская рудоносная зона, в пределах которой находятся все основные рудопроявления. К наиболее изученным из них относятся проявления Верхненияюское 2 и Нияхойское 2.

Рудопроявление Верхненияюское 2 локализовано в сильно рассланцованных и гидротермально измененных породах бедамельской серии. Выделяются Полярная, Северная, Промежуточная и Южная рудные зоны, ориентированные в северо-восточном направлении и характеризующиеся развитием многочисленных сульфидно-кварцевых и сульфидных прожилков и жил. Их мощность колеблется от нескольких сантиметров до первых десятков сантиметров. По минеральному составу руды являются золото-арсенопирит-пиритовыми, золото-сфалерит-арсенопиритовыми, золото-пирит-арсенопирит-сфалеритовыми.

Наряду с пиритом, арсенопиритом и сфалеритом в рудах присутствуют пирротин, пентландит, галенит, халькопирит, тетраэдрит и теннантит, кубанит, штернбергит, фрейбергит, ауростибит, электрум, кюстелит, самородный висмут, халькозин, ковеллин, гетит, скородит, церуссит.

Величина частиц золота обычно не превышает 0.2 мм, но иногда достигает 2–7 мм в поперечнике. В полированных шлифах золото наблюдается в виде мельчайших 1–5 мкм изометричных включений в арсенопирите, реже в пирите. Вместе с этим отмечаются относительно крупные (до 10–50 мкм) частицы вытянутой, неправильной формы, отвечающие

поздней генерации и находящиеся в микротрещинах в пирите и арсенопирите часто вместе с халькопиритом, галенитом. В субмикронных выделениях золота, характерных для пирита и арсенопирита, содержание Ag обычно составляет 8–10 мас. %, иногда достигает 15–20 мас. %. В золоте, наложенном по микротрещинам на зерна арсенопирита и пирита и часто находящимся в ассоциации с галенитом, халькопиритом, сфалеритом, содержание Ag, как правило, значительно выше. Нередко встречаются частицы, в составе которых содержание Ag достигает 61 мас. % и почти всегда присутствует Hg в количестве до 3.6 мас. %. Медь в золоте фиксируется редко и в небольшом количестве. Пробность золота варьирует от 500 до 940 ‰. Частицы с высоким содержанием серебра представляют собой самостоятельные минеральные фазы – кюстелит и электрум.

Рудопроявление Нияхойское-2 локализовано в сильно рассланцованных, катаклазированных и гидротермально измененных туфоалевролитах и туфопесчаниках энганепейской свиты. Выделяются рудные зоны, ориентированные в северо-восточном направлении. Наблюдается большое количество маломощных сульфидно-кварцевых и сульфидных жил и прожилков. По минеральному составу руды, как и на проявлении Верхняяюском 2, являются преимущественно золото-пирит-арсенопиритовыми. В составе руд в ассоциации с золотом, пиритом и арсенопиритом присутствуют халькопирит, сфалерит, галенит, тетраэдрит айкинит, самородный висмут, ковеллин, скородит.

Самородное золото находится в сростании с различными сульфидами и часто отмечается в виде микровключений в пирите и арсенопирите. Величина частиц золота варьирует от 0.05 до 1.5 мм. Основными элементами-примесями в золоте являются Ag и Hg. Содержание Ag колеблется от 7.11 до 22.61 мас.%. Ртуть отмечается не всегда в количестве 1.23–8 мас.%. Пробность золота варьирует от 643 до 898‰. Преобладает умеренно высокопробное золото. Встречаются частицы с хорошо выраженными высокопробными каймами, свидетельствующие о влиянии гипергенных процессов.

Результаты исследований свидетельствуют о проявлении в пределах Нияхойской рудоносной зоны двух стадий минералообразования: ранней - золото-пирит-арсенопиритовой и более поздней - золото-галенит-халькопирит-сфалеритовой. Нарращивание ресурсов и запасов золота возможно за счет доизучения площади, включающей рудопроявления Ягодное, Нияхойское 1, Нияхойское 2, локализованные в сильно катаклазированных туфопесчаниках энганепейской свиты. Вытянутые в северо-восточном направлении участки развития многочисленных мельчайших рудных прожилков и жил в совокупности с вкрапленной минерализацией могут рассматриваться как линейные золотоносные штокверки.

Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке РФФИ и Республики Коми в рамках научного проекта № 20-45-110006 p_a.

Список литературы

Кузнецов С. К., Майорова Т. П., Сокерина Н. В., Филиппов В. Н. Золоторудная минерализация Верхняяюского месторождения на Полярном Урале // Записки РМО, 2011. Ч. СХХХХ. № 4. С. 58–71.

Майорова Т.П., Ефанова Л.И. Проявление золото-мышьяковистого типа Нияхойское-2 на Полярном Урале (кряж Манитаньрд) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2019. № 8. С. 33–41.

ЗОЛОТОНОСНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ЯЛОНВАРСКОГО РУДНОГО
ПОЛЯ, КАРЕЛИЯ

Лавров О.Б. (petrlavrov@list.ru)

Карельское отделение РМО, Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск

GOLD-BEARING MINERAL ASSOCIATIONS OF THE JALONVARA ORE FIELD,
KARELIA

Lavrov O.B.

Karelian Branch of RMS, Institute of Geology, RAS, Petrozavodsk

Ялонварское рудное поле (ЯРП) входит в состав архейского зеленокаменного пояса Ялонвара-Иломанси-Тулос. В пределах рудного поля известны серно-колчеданное месторождение, а также медно-молибденовое непромышленное месторождение, в настоящее время переведенное в категорию проявлений. Изучение ряда проявлений ЯРП позволило установить несколько золотоносных минеральных ассоциаций: золото-редкометалльную, кварц-пиритовую с золотом и золото-полисульфидную. Они рассматриваются как составные части единой порфировой магматогенно-рудной системы. Золото-редкометалльная минерализация локализуется в юго-западном эндоконтакте диоритового массива, прорывающего метавулканиды позднеархейского возраста. Она приурочена к кварцевым жилам мощностью от 2 до 50 см, которые образуют штокверк сложной морфологии. Повсеместно с жильным кварцем формируются в различных количественных соотношениях калишпат-эпидот-биотитовые или эпидот-биотитовые ассоциации, реже в них встречаются серицит, хлорит, актинолит, карбонат и турмалин.

Обильная шеелит-молибдошеелит-молибденитовая минерализация встречается в эпидот-актинолит-кварцевых прожилках с апатитом, сфеном и турмалином. Аналогичная редкометалльная ассоциация сосредоточена также и в околожильных эпидот-биотитовых метасоматитах, образующих оторочки. Минералы вольфрама и молибдена встречаются в микропрожилках и гнездах размером до 0,5-0,7 см. Устанавливается неоднородное, «пятнистое» строение W-Mo гнезд и скоплений: на фоне более светлых участков, по составу отвечающих шеелиту, встречаются (внутри светлых) более темные участки – зоны, которые содержат от 7,79 до 11,6 % Мо. Кроме того, в них отмечаются кристаллографически ориентированные пластинчатые микровключения молибденита. Тонкопластинчатый молибденит поздней генерации прорастает во все более светлые (шеелитовые) участки, пересекает их и выделяется самостоятельно.

В ряде жил и прожилков распространены микрозернистые (размером 1-2 мм) минеральные агрегаты, сложенные самородным висмутом и галенитом, либо триадой – висмутом, галенитом и висмутином, либо прорастанием галенита, висмута и хедлейта. Возникновение их можно интерпретировать как результат разложения свинцово-висмутовых сульфосолей в восстановительных условиях. Некоторые Pb-Bi-сульфосоли встречаются в пирите в виде более поздних образований. Их размеры колеблются от первых мкм до первых десятков мкм. Для ряда козалиит-бурсаит-лиллианит характерна примесь Ag (для козалиита еще и Cu) и явление изоморфизма. Установлены редкие сульфосоли: эмилиит $Cu_{10,7}Pb_{10,7}Bi_{21,3}S_{48}$, крупкаит $CuPbBi_3S_6$ и ширмерит $AgPb_2Bi_3S_7$.

Среди разнообразных рудных минералов наблюдаются теллуриды и сульфотеллуриды висмута, а также единичные теллуриды золота и серебра. Из них чаще встречаются хедлейит, цумоит и тетрадимит, реже – пильзенит и сульфоцумоит. Размеры их зерен пластинчатой и изометричной формы не превышают 35-40 мкм. Они находятся в

виде включений в жильном кварце, в трещинах среди пирита. Установлен петцит, как более позднее выделение, находящееся также в зерне пирита.

Самородное золото имеет изометричную, пластинчатую, редко – каплевидную формы. Его размеры изменяются в пределах от тонкодисперсного до 0,1 мм в поперечнике. Нередко золото образует микропрожилки и пленки на гранях пирита, а также более поздние просечки в нем. Отмечаются непосредственные сростания самородного золота с халькопиритом, цумоитом и пильзенитом. Наиболее высокопробное золото (пробность 983) заключено в жильном кварце, менее высокопробное (пробность 807-836) тяготеет к сульфидной и висмутотеллуридной минерализации. Содержание золота достигает 5.3 г/т.

Кварц-пиритовая минеральная ассоциация сосредоточена в маломощных (2-3 см) прожилках, которые выполняют тонкие субпараллельные трещины в диоритах. Встречаются здесь как продукты разложения Pb-Bi-сульфосолей, так и сами сульфосоли, развитые в пиритах в виде выделений размером до 30-40 мкм. Наряду с бурсаитом и лиллианитом установлен хейровскийит. Обычны халькопирит, кубанит, галенит и шеелит. Содержание золота в кварц-пиритовых прожилках – до 2.7 г/т.

В экзоконтакте гранит-порфинового тела вмещающие метатифы средне-кислого подверглись метасоматическим изменениям и превращены в пирит-кварц-серицитовые, серицит-кварцевые метасоматиты с хлоритом и турмалином. В метасоматитах встречаются сульфиды Fe, Cu, Pb, Zn, Mo, сульфоарсениды Fe, Ni, висмут, сульфотеллуриды Bi, сульфосоли Pb-Bi, единичный шеелит. В метакристаллах пирита заключено очень мелкое золото размером около 1 мкм, часто в сростаниях с Pb-висмутином и тетрадимитом. Пробность золота варьирует от 738 до 821. Его содержание в пирите достигает 6 г/т.

На этом же участке, в диоритовых метапорфиритах распространена золото-полисульфидная минерализация, сосредоточенная в кварцевых, хлорит-кварцевых и кальцит-кварцевых прожилках. Сульфиды (халькопирит, сфалерит и галенит) образуют рассеянную вкрапленность и гнезда. благороднометалльную минерализацию в рудных (халькопиритовых) обособлениях представляет низкопробное золото, по составу приближающееся к электруму (Au-68.83-69.29%; Ag-30.63-29.88%). Золото-полисульфидная минеральная ассоциация в связи незначительными масштабами проявления в промышленном плане интереса не представляет. Ведущей и, вероятно, промышленно значимой является золото-редкометалльная ассоциация. Её формирование происходило в результате многократного поступления гидротермальных растворов, вызвавших изменения и привнесших рудогенные элементы. В начале процесса отлагались молибдошеелит, затем шеелит, молибденит и сульфиды Fe, Cu, Zn. Во вторую стадию шло отложение свинцово-висмутовых сульфосолей. Дальнейшее воздействие на них поздних гидротермальных растворов и изменение режима серы повлекло за собой разложение сульфосолей. По ним образовались самородный висмут, галенит и некоторые другие минералы. В последних порциях растворов привносился теллур и золото. Часть висмута связывалась с теллуrom, при этом возникли теллуриды, с которыми близко-одновременно начало отлагаться самородное золото. Элементы, входящие в состав разлагающихся минералов предшествующей стадии, в частности Ag, вошли в состав вновь образующихся минералов – петцит, гессит. Присутствие петцита в ассоциации с самородным золотом может свидетельствовать о том, что температура образования благороднометалльной минерализации не превышала 210° и могла снижаться до 50°С (ассоциация петцит, гессит).

Работа выполнена в рамках темы НИР 209 Института геологии КарНЦ РАН.

ТЕМПЕРАТУРА ОБРАЗОВАНИЯ СОСУЩЕСТВУЮЩИХ БЛЕКЛОЙ РУДЫ И
СФАЛЕРИТА НА ЗОЛОТОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ТЕРЕМКИ (ВОСТОЧНОЕ
ЗАБАЙКАЛЬЕ)

**Любимцева Н.Г. (luy-natalia@yandex.ru), Прокофьев В.Ю. (vpr2004@rambler.ru),
Бортников Н.С. (bns@igem.ru)**

Московское отделение РМО

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии
(ИГЕМ) РАН

FORMATION TEMPERATURE OF COEXISTING FAHLORE AND SPHALERITE OF THE
TEREMKYN GOLD DEPOSIT (EASTERN TRANSBAIKALIA)

Lyubimtseva N.G., Prokofiev V.Yu., Bortnikov N.S.

Moscow Branch of the RMS

Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry
(IGEM) RAS

Реконструкция условий минералообразования, выявление закономерностей распределения элементов между сосуществующими минералами - это одна из ключевых проблем современной минералогии, геохимии и учения о рудных месторождениях. При решении вопросов генезиса руд значительный интерес представляют минералы переменного состава, соотношение элементов в которых определяется физико-химическими параметрами минералообразующего флюида.

Объектом исследования было выбрано мелкое золоторудное месторождение Теремки, находящееся в 5 км от крупного золоторудного месторождения Дарасун. Ассоциации минералов на этих месторождениях схожи, однако на месторождении Теремки ассоциации не изучены с той же детальностью (Тимофеевский, 1972; Прокофьев и др., 2004 и др.). Условия образования продуктивной стадии месторождения Теремки были определены по данным изучения флюидных включений (Прокофьев и др., 2004; Prokofiev et al., 2010), а изучение рудных минералов переменного состава, таких как блеклая руда и сфалерит, которые могут находиться в ассоциации с самородным золотом, с этой целью не проводилось.

Месторождение Теремки расположено в Читинской области. Месторождение состоит из серии пологих золоторудных турмалин-кварцевых сульфидных жил и зон вкрапленных руд и связано с системой разломов и гранодиорит-порфирами (J_2-K_1), вмещающими породами являются габброиды (PZ_1) (Тимофеевский, 1972; Prokofiev et al., 2010 и др.) Формирование месторождения произошло в три стадии. Самородное золото в основном образуется вместе с минералами продуктивной стадии: с кварцем, халькопиритом, сфалеритом, галенитом и Bi -содержащими минералами.

Наблюдение взаимоотношений минералов под микроскопом показало, что блеклая руда и сфалерит совместно с галенитом, халькопиритом и карбонатом выполняют интерстиции между зернами раннего кварца (рис. 1). Одинаковое положение блеклой руды и сфалерита относительно ранних минералов, ровные границы, отсутствие пересечений и коррозионных взаимоотношений между ними, - указывают на то, что образование этих минералов было близким по времени и, возможно, происходило в условиях, приближенных к равновесным. Это позволяет использовать эту пару минералов для определения температуры образования с помощью методов геотермометрии.

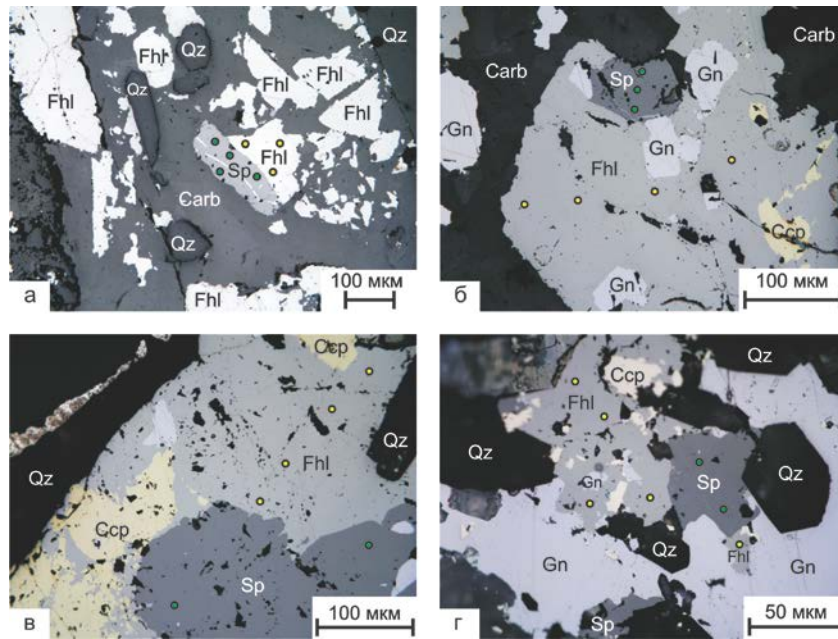


Рис. 1. Взаимоотношение минералов в рудах Теремкинского месторождения. Срастания блеклой руды (Fhl), сфалерита (Sp), галенита (Gn), халькопирита (Ccp) и карбоната (Carb) в интерстициях между зернами раннего кварца (Qz). Точками отмечены РСМА-анализы. Фотографии в отраженном свете.

По данным РСМА-анализов изученных минералов на месторождении Теремки блеклая руда представлена преимущественно тетраэдритом-(Zn) с низкими содержаниями Ag (0.5-0.9 мас.%) и Bi (до 1 мас.%): соотношения Sb/(Sb+As) - 0.66-0.97 и Fe/(Fe+Zn) - 0.27-0.43 (по данным 51 анализа). Между соотношениями Sb/(Sb+As) и Fe/(Fe+Zn) в блеклой руде отмечается средняя отрицательная корреляция (коэффициент корреляции - 0.6). Сфалерит характеризуется низкими содержаниями Fe: 0.52-2.39 мас.% (0.9-4.2 мол.% FeS), концентрации Cu не превышают 0.56 мас.%, Cd 0.24-0.86 мас.% (по данным 15 анализов). Ранее сообщалось, что содержание Fe в сфалерите варьирует от 1.74 до 8.2 мас.%, что соответствует 3.0-13.8 мол.% FeS (Прокофьев и др., 2004).

Сосуществующие блеклая руда и сфалерит были найдены в образце из жилы №2 (обр.2419шт82). Состав блеклой руды, сосуществующей со сфалеритом (в мас.%): Cu 38.76-39.86, Ag 0.60-0.94, Zn 4.69-5.54, Fe 1.82-2.63, Sn 0.11-0.27, Cd до 0.14, Hg до 0.17, Sb 19.96-27.95, As 0.50-6.46, Bi 0.05-0.77, Te до 0.07, S 24.23-24.86, Se до 0.09; обобщенная формула $(Cu_{10.09-10.24}Ag_{0.09-0.14})_{\Sigma(10.20-10.38)}(Zn_{1.18-1.40}Fe_{0.54-0.78}Sn_{0.02-0.04}Cd_{0-0.02}Hg_{0-0.01})_{\Sigma(1.95-2.02)}(Sb_{2.68-3.83}As_{0.11-1.41}Bi_{0-0.06}Te_{0-0.01})_{\Sigma(3.96-4.17)}(S_{12.53-12.70}Se_{0-0.02})_{\Sigma(12.53-12.70)}$; соотношения Sb/Sb+As 0.66-0.97 и Fe/Fe+Zn 0.28-0.40. Состав сфалерита, сосуществующего с блеклой рудой (в мас.%): Zn 64.36-65.51, Fe 0.88-1.43, Cu до 0.56, Cd 0.29-0.86, S 32.64-33.42; обобщенная формула $(Zn_{0.96-0.97}Fe_{0.02-0.03}Cu_{0-0.01}Cd_{0-0.01})_{\Sigma(0.99-1.00)}S_{1.00-1.01}$; железистость - 1.5-2.5 мол.% FeS.

Для расчетов температур использовался сфалерит-блеклорудный геотермометр, основанный на распределении Fe и Zn между сосуществующими блеклой рудой и сфалеритом, который был разработан Р.О.Сэком с соавторами (Sack, Loucks, 1985 и последующие его работы). Температуры, находящиеся в диапазоне $(160-250) \pm 20^{\circ}C$, рассчитаны для 4 участков, показанных на рис. 1. Из рассчитанных 9 значений температур: 5 – получены по анализам, выполненным на контактах сосуществующих зерен минералов (250, 190, 235, 160, 235 $^{\circ}C$); 4 – по анализам усредненных составов сосуществующих зерен на каждом участке (210, 175, 205, 200 $^{\circ}C$).

Таким образом, полученные данные показывают, что формирование сосуществующих блеклой руды и сфалерита на золоторудном месторождении Теремки происходило при температуре от 250 до 160 $^{\circ}C$. И эти данные хорошо согласуются с

температурами гомогенизации (216-298°C) флюидных включений в кварце продуктивной стадии месторождения Теремки (Prokofiev et al., 2010), поскольку блеклая руда на месторождении отлагалась после формирования продуктивного кварца.

Исследования проведены при выполнении госзадания «Структурно-химические неоднородности и парагенетические ассоциации минералов как отражение процессов минералообразования».

Список литературы

Прокофьев В.Ю., Зорина Л.Д., Бакшеев И.А., Плотинская О.Ю., Кудрявцева О.Е., Ишков Ю.М. Состав минералов и условия формирования руд Теремкинского месторождения золота (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46. № 5. С. 385-406.

Тимофеевский Д.А. Геология и минералогия Дарасунского золоторудного региона // Недра. 1972.

Prokofiev V.Y., Garofalo P.S., Bortnikov N.S., Kovalenker V.A., Zorina L.D., Grichuk D.V., Selektor S.L. Fluid inclusion constraints on the genesis of gold in the Darasun district (Eastern Transbaikalia), Russia // Economic Geology. 2010. V. 105. № 2. P. 395-416.

Sack R.O., Loucks R.R. Thermodynamic properties of tetrahedrite-tennantite: constraints on the interdependence of the $Ag \leftrightarrow Cu$, $Fe \leftrightarrow Zn$, $Cu \leftrightarrow Fe$, and $As \leftrightarrow Sb$ exchange reactions // American Mineralogist. 1985. V. 70. № 11-12. P. 1270-1289.

ОСОБО-ЧИСТЫЙ КВАРЦ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Непомнящих А.И. (ainep@igc.irk.ru), Федоров А.М., Волкова М.Г., Жабоедов А.П.
Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

EXTRA PURE QUARTZ OF THE EAST SAYAN

Nepomnyashchikh A.I., Fedorov A.M., Volkova M.G., Zhaboedov A.P.
Vinogradov Institute of Geochemistry Siberian Branch of Academy of Sciences

Особо-чистый природный кварц имеет широкое промышленное применение. Он является исходным материалом для получения кварцевых концентратов высокой и ультра-высокой степени чистоты. На основе кварцевых концентратов производится оптическое кварцевое стекло для видимой и ближней инфракрасной областей спектра, а также термостойкая кварцевая керамика самого широкого применения, включая радиопрозрачные обтекатели ракет. Максимальные объемы кварцевых концентратов используются для изготовления кварцевых тиглей для выращивания монокремния и керамических тиглей для мультикристаллического кремния. Традиционно для получения кварцевых концентратов высокой и ультравысокой чистоты используются горный хрусталь и жильные разновидности кварца различных геолого-промышленных типов. Как правило, жильные тела кварца имеют небольшие запасы и характеризуются высокой степенью неоднородности. Фирма UNIMIN использует кварц из алескитовых гранитов. В связи с возрастающей потребностью в высококачественном кварцевом сырье и истощением запасов традиционных кварцевых месторождений возникает острая потребность в поисках и оценке новых источников особо чистого кварцевого сырья. Примером такого нетрадиционного источника высококачественного кварцевого сырья являются кварциты Восточного Саяна. Новый тип особо-чистого кварцевого сырья в виде высокочистых, практически моно-минеральных кварцитов (Ока-Урикского блока с месторождением Бурал-Сардык, проявления Урдагарганское, Окинское, Уренгенурское и др., которые в настоящее время в совокупности представляют Восточносаянский кварцитоносный район) был выявлен работами Института геохимии СО РАН [1-5]. В результате проведенных Институту научных исследований, было установлено, что кварциты Восточного Саяна, детально изученные на примере месторождения Бурал-Сардык, обладают высокой степенью однородности и чистоты. Более того, на основе высокочистой разновидности кварцевого сырья данного месторождения, ранее названной суперкварцитами [1], получены кварцевые концентраты с суммарным содержанием 10 примесных элементов менее 8 ppm [3,4].

Приводимые в докладе результаты основываются на детальном изучении трех блоков Гарганского кварцитоносного района. Гарганский кварцитоносный район находится в юго-восточной части Восточного Саяна, в северном секторе Тувино-Монгольского массива (Гарганская глыба). Фундамент глыбы перекрыт осадочным чехлом, основание которого сложено рифейскими (возраст 1.25 млрд. лет) кремнисто-карбонатными отложениями иркутской свиты, являющимися продуктивными на высокочистые кварциты. Отложения осадочного чехла прорываются гранитоидными интрузиями сумсунурского комплекса плагиогранитов (790 млн лет). На северо-востоке расположен Ока-Урикский блок. На юго-западе Урда-Гарганский и Уренгенурский блоки. На Ока-Урикском блоке выделены 4 разновидности кварцитов, две разновидности кварцитов выявлены на Урдо-Гарганского блоке, и одна разновидность исходных кварцитов отобрана на Уренгенурском блоке. Кроме того отобрана представительная

проба гранулированного кварца Анахчи-Чипикетского жильного поля Патомского нагорья (жила 2821). Суперкварциты месторождения Бурал-Сардык характеризуются мономинеральным кварцевым составом (99,9% породы). На фоне мелко- (<0,2 мм) и среднезернистых (0,2-2 мм) кварцевых агрегатов выделяются прозрачные бесцветные удлиненные зёрна кварца размерами до 3 мм. Мелкозернистые кварциты отличаются от суперкварцитов относительной однородностью агрегатов по форме и размерам, они сложены микро- и тонкозернистым кварцем (<0,1 мм). Сливной кварц отличается от других типов кварцитов размерностью и соотношением зерен. В этой породе реликты мелких зерен кварца (около 25% породы) заполняют промежутки между крупными и преимущественно гигантозернистыми (> 5 мм) агрегатами кварца, слагающими 75% породы. Отмечаются единичные чешуйки серицита. Крупно-зернистые кварциты северо-восточного участка сложены на 99,5 % агрегатами кварца различной размерности. Размеры зерен варьируются в широком диапазоне от <0,1 до 1,5 мм. Границы зерен по характеру округлые, раковистые. Второстепенные минералы представлены единичными иголочками серицита. Первая разновидность кварцитов Урда-Гарганского блока характеризуется массивной микротекстурой. В этих кварцитах на микроуровне в разной степени проявлена линейная ориентировка. Микроструктура породы гетерогранобластовая, от мелко- до грубобластовой размерности, местами порфиробластовая. Вторая разновидность Урда-Гарганских кварцитов характеризуется слоистой, слоисто-пятнистой и пятнистой текстурой. Слоистость в кварците выражается в переслаивании полос и линз агрегатов кварца различной размерности. Полосы не выдержанны по длине и ширине, неравномерные. Границы между слоями не всегда четкие. Иногда агрегаты одной размерности постепенно сменяются агрегатами другой. Во второй разновидности кварцитов наблюдаются тонкие прослои углистого вещества, которые хорошо просматриваются на микроуровне при параллельных поляризаторах. Гранулированный кварц Анахчи-Чипикетской группы жил сложен агрегатами гиганто-, крупно-, средне- и мелкозернистой размерности в соотношении 5/10/70/20 % породы. В качестве примесей встречаются серицит, рутил и окислы железа.

В докладе приводятся результаты детального изучения флюидных и минеральных включений во всех разновидностях кварцевого сырья. Разработаны процессы высокого и сверхвысокого обогащения. Получены кварцевые концентраты, и на их основе кварцевое стекло. Приводятся результаты исследований оптических характеристик и термостойкости кварцевых стекол

Список литературы

1. Воробьев Е.И., Спиридонов А.М., Непомнящих А.И., Кузьмин М.И.. Сверхчистые кварциты Восточного Саяна (Республика Бурятия, Россия) // ДАН. 2003, т. 390, № 2, с. 219-223.
2. Федоров А.М., Макрыгина В.А., Будяк А.Е., Непомнящих А.И.. Новые данные о геохимии и механизме формирования кварцитов месторождения Бурал-Сардаг (Восточный Саян) // ДАН. 2012, т. 442, № 2, с.244-249.
3. Непомнящих А.И., Волкова М.Г., Жабоедов А.П., Лесников А.К., Лесников П.А., Паклин А.С., Сизова Т.Ю., Спиридонов А.М., Федоров А.М., Шалаев А.А., Шендрик Р.Ю. Оптическое стекло из кварцитов Восточного Саяна // Физика и химия стекла. 2018, т.44, № 2, стр.169-177.
4. Непомнящих А.И., Волкова М.Г., Жабоедов А.П., Федоров А.М. Кварцевые концентраты на основе сливного кварцита // Неорганические материалы. 2018, том 54, № 8, с. 850–853
5. Волкова М.Г., Непомнящих А.И., Федоров А.М. Флюидные включения в «сливном» кварце Ока-Урикского блока (Восточный Саян) // Записки РМО. 2019, т.148, № 3, стр. 94-101.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА САМОРОДНОГО ЗОЛОТА И ЕГО МИНЕРАЛЬНЫХ
АССОЦИАЦИЙ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧУДНОЕ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

**Пальянова Г.А.^{1,2} (palyan@igm.nsc.ru), Мурзин В.В.³ (murzin@igg.uran.ru),
Кузнецов С.К.⁴ (kuznetsov@geo.komisc.ru), Карманов Н.С.¹ (krm@igm.nsc.ru)**
Западно-Сибирское отделение РМО: ¹Институт Геологии и Минералогии им. Соболева,
Новосибирск, ²Новосибирский государственный университет;
Уральское отделение РМО: ³Институт геологии и геохимии, Екатеринбург, ⁴Институт
геологии им. Юшкина, Коми НЦ, Сыктывкар

FEATURES OF THE COMPOSITION OF NATIVE GOLD AND ITS MINERAL
ASSOCIATIONS OF THE CHUDNOE DEPOSIT (POLAR URAL)

Palyanova G.A.^{1,2}, Murzin V.V.³, Kuznetsov S.K.⁴, Karmanov N.S.¹

West-Siberian Branch of the RMS, ¹Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Novosibirsk,
²Novosibirsk State University;
Urals Branch of the RMS: ³Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ekaterinburg,
⁴Yushkin Institute of Geology, Komi SC, Syktyvkar

Месторождение Чудное относят к совершенно новому типу – золото-палладий-редкоземельному, ассоциирующему с хромсодержащей слюдой (фукситом) (Шумилов, Осташенко, 2000). Первые данные о составе самородного золота данного месторождения приведены Гарбаевым с соавторами (1996), которые выявили приуроченность золотинок к фукситовым прожилкам и выделили две его разновидности. К настоящему времени опубликовано множество работ по минералогии золота месторождения Чудное. Несмотря на это, нет ясности, с чем связаны изменения пробности самородного золота и присутствие помимо Ag в нём других элементов-примесей, таких как Cu, Pd и Hg.

Цель данной работы детально исследовать состав самородного золота и минералов в сростании с ним в образцах рудоносных светло- и тёмно-зелёных риолитов месторождения Чудное (Приполярный Урал) и выявить зависимость состава самородного золота с типом метасоматических изменений риолитов. Для исследования образцов применялись методы оптической и сканирующей электронной микроскопии. Определение химического состава выполнено с использованием сканирующего электронного микроскопа MIRA 3 LMU SEM (“TESCAN Ltd.”) в комплексе с системой микроанализа INCA Energy 450+ на базе высокочувствительного кремниевого дрейфового детектора XMax-80 и WDS INCA Wave 500 (“Oxford Instruments Ltd.”) (ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН).

Выявлено, что состав самородного золота в фукситовых прожилках светлого риолита участка Людный (образец № 1) характеризуется наличием только примеси Ag (пробность 710-730‰) и находится преимущественно в сростании с фукситом, реже с мертиитом и алланитом. Для фуксита характерны вариации элементов (в мас.‰*): Cr от 0.3 до 1.1, Fe от 6.5 до 7, Mg 0.5-0.7 и Ti 0-0.3. Мертиит в фукситовой матрице содержит примесь U и имеет состав - Pd₇Sb_{2.3}As_{0.5}U_{0.1}, в сростании с алланитом - характеризуется более высокими содержаниями As и отсутствием U (Pd_{6.9}Sb_{1.4}As_{1.2}). В составе алланита установлены примеси (в мас.‰*): La и Sm – 0-0.1, Ce и Nd – 0.1-0.3, Pr – 0-0.5, Cr 0-0.1 и Mn 0.1 (Ca_{3.2-3.8}Fe_{2-2.1}La_{0-0.1}Ce_{0-0.3}Nd_{0-0.3}Pr_{0-0.1}Mn_{0.1}Cr_{0-0.1}Al_{3.9-4.1}Si_{6.2}O₂₅H_{1.9}). В риолите присутствуют гематит, реже циркон, титанит, апатит. Циркон содержит примеси Hf (1-1.4 мас.‰). В титаните установлены примеси (в мас.‰): Nb 1-1.3, Cr 0.3 и Fe 0.9.

В темно-зелёных риолитах участка Славный (образцы No2-4) установлено несколько разновидностей самородного золота с разной пробностью и набором примесей: 1) Ag, Cu (860‰); 2) Ag, Cu, Pd (830-890‰); 3) Ag, Cu, Pd, Hg (830-855‰); 4) высокопробное или чистое золото без примесей (пробность 930-1000‰).

Медистое золото находится в биминеральной матрице, состоящей в основном из альбита и фуксита, а также в полиминеральной матрице, в которой дополнительно присутствует мертиит, кварц, КППШ. В нём содержание Cu составляет 1.9 – 2.0 мас.% и Ag - 11.9-12.6 мас.%, что соответствует пробности 860‰. Для золотинок в полиминеральной матрице характерно присутствие микровключений тетра-аурикуприда (с примесями Pd до 0.9 мас.%), более высокопробного (пробность 980 ‰ с Cu, Ag, без Pd) и чистого золота – (пробность 1000 ‰). В краевых частях медистого золота установлены атенеит и амёбообразные микрозёрна, состав которых близок к смеси (альбит + ? X минерал), содержащей помимо основных элементов Na, Al, Si, O примеси (в мас.%): Y (2.1), Zr (2.8), Ce (0.6), U (1.3), Fe (0.2), As (0.9).

Медистопалладистое золото, находящееся в сростании с атенеитом в кварцевой матрице (фрагментарно альбита, КППШ), характеризуется узким интервалом вариаций примеси Cu - 1.8-2.2 мас.% и Pd - 0.7-1.0 мас.%, и пробностью 840-860‰, содержит включения тетра-аурикуприда состава $Au_{1.06}Cu_{0.92}Pd_{0.03}$.

Медистопалладистое золото в сростании с кварцем и альбитом или кварцем, альбитом, КППШ и фрагментарно с фукситом характеризуется более значительными вариациями примесей: Ag от 7.8 до 12.9 мас.% и Cu от 1.1 до 7.6 мас.%, при этом количество Pd изменяется от 0.6 до 1.2 мас.%, что соответствует пробности 830-890‰, и возможно связано с присутствием микровключений Au-Cu фазы. Для него характерны участки с более высокопробным золотом (930-960‰) (Cu 1.2 мас.%, Pd 2.8 мас.%). Медистопалладистое золото образует также микровключения в медистом золоте.

Медистопалладистортутистое золото установлено в сростании с мертиитом в полиминеральной – альбит-КППШ-кварцевой матрице. Для него характерны едва различимые решётчатые структуры распада, возможно с Au-Cu фазой. Его пробность варьирует в интервале 830-855‰. В составе количество примесей (в мас.%): Ag 10 - 12.1, Cu 1.2 – 5.6, Pd до 0.8, Hg до 1.6.

Высокопробное золото (930-1000 ‰) присутствует в виде прожилков и микровключений в медистом и медистопалладистом золоте и, по-видимому, имеет гипергенный генезис.

Образование самородного золота (с примесями только Ag) в светлых риолитах участка Людный, следует связывать с процессами фукситизации и алланитизации риолитов. Формирование самородного золота с примесями Cu, Pd и Hg происходило, по-видимому, при окварцевании, альбитизации, калишпатизации риолитов. Наличие альбитовых, кварцевых, кварц-альбитовых прожилков и сопровождающих их более тонких фукситовых, а также редкие фрагменты фуксита в кварц-альбит-КППШ матрице, содержащих золотинок сложного строения, подтверждают этого предположение. Присутствие палладия в рудах и хрома в составе фуксита указывает на важную роль глубинных источников вещества.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 20-05-00393а).

Список литературы

- Шумилов И. Х., Остащенко Б. А. Минералого-технологические особенности Au-Pd-TR оруденения на Приполярном Урале. Сыктывкар: Геопринт. 2000. 104 с.
- Тарбаев М.Б., Кузнецов С.К., Моралев Г.В., Соболева А.А., Лапутина И.П. Новый золото-палладиевый тип минерализации в Кожимском районе Приполярного Урала // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 1. С. 15-30.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ РУДОНОСНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ МИХЕЕВСКОГО МЕДНО-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Ровнушкин М.Ю. (rovvn@list.ru), Азовскова О.Б. (oazovskova@yandex.ru)

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

FEATURES OF GEOCHEMISTRY OF ORE-BEARING METASOMATITES OF THE MIKHNEEVSKOE COPPER-PORPHYRY DEPOSIT (South Urals)

Rovnushkin M. Yu., Azovskova O. B.

Геохимические исследования выполнены по результатам ICP-MS анализов (ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН) проб из штучных образцов, отобранных в пределах действующего карьера Михеевского медно-порфирового месторождения, а также из керна единичных разведочно-эксплуатационных скважин. Отдельно анализировались данные микроэлементного состава по двум основным литотипам пород – порфировым дайкам диоритового, кварцдиоритового и плагиогранодиоритового состава и вулканогенно-осадочным породам, представленным андезибазальтами, их туфами, туфоалевролитами, алевропесчаниками и т.п. Для всех пород в различной степени характерны метасоматические изменения – кварц-серицитовый метасоматоз, хлоритизация, калишпатизация, пропицитизация и др. (Plotinskaya, Azovskova et al, 2018)

Для определения статистической взаимосвязи элементов в выборках был проведен корреляционный анализ в ПО «Statistica 10.0», отдельно для каждого типа пород. С целью выявления элементов и групп элементов, имеющих как различное, так и сходное между собой поведение в рассматриваемой комплексной медно-порфировой системе, была проведена иерархическая агломеративная кластеризация данных ICP-MS анализов, выполненная так-же в ПО «Statistica 10.0»

1. Порфировые дайки диоритового, кварцдиоритового и плагиогранодиоритового состава. Корреляционный анализ позволил выявить наличие значимых корреляционных связей основных рудных компонентов, которые условно разбиваются на несколько групп элементов ($n=16$ при $p=0,05$): 1) Li, Be, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Ga, Ge, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ru, Pd, Sn, Re, Cs, Ba, РЗЭ (14), Hf, Ir, Ta, W, Pt, Th, U, которые между собой имеют значимые коэффициенты корреляции для данной выборки $r \geq 0.49$; 2) Cu, Co, Ni, Se, Au, Rh, Te, Ag, со значимыми коэффициентами корреляции $r \geq 0.53$; 3) Pb, Bi, Cd, Sb, Zn, As, со значимыми коэффициентами корреляции $r \geq 0.61$; 4) Mo и Re с коэффициентами корреляции ≥ 0.65 . Re имеет также единственную тесную значимую связь с Ru $r \geq 0.54$.

Оптимальным, с точки зрения возможности содержательной интерпретации дендрограммы кластеризации по породам дайкового комплекса (рис.1а), здесь будет выбор порогового расстояния 4.0 единиц по оси ординат, который дает следующие кластеры: 1) Cu, 2) Ti, 3) Zn(?) + Mo + Ni + Co, 4) Pb + Sr + Mn + Cr + Ba + Rb + V и 5) – все остальные элементы. Обращает на себя внимание сонахождение в одних подкластерах этого кластера следующего ряда элементов: 1) Au + Ag + W + Nb, 2) Pt + Ru + Ir, 3) Se + As + Zr + TR.

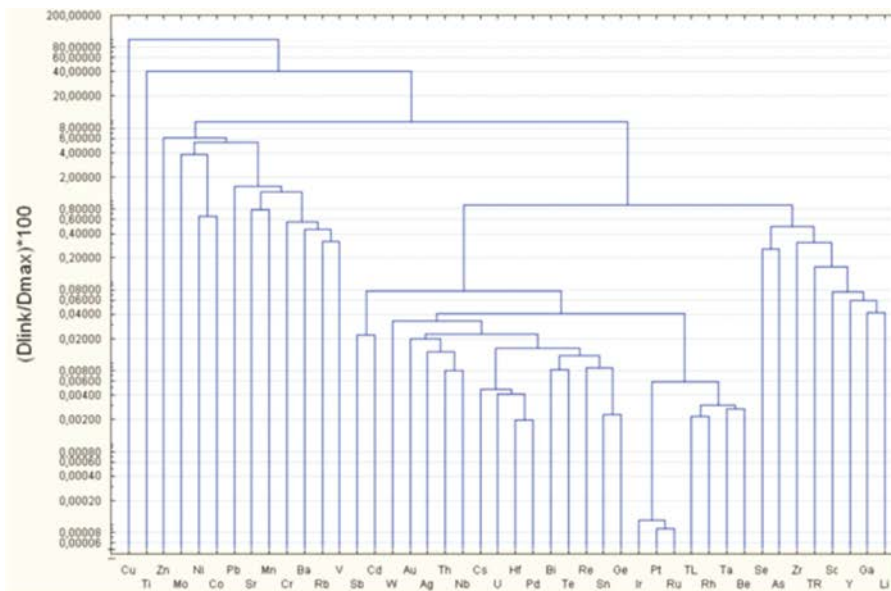


Рис. 1а. Дендрограмма кластеризации микроэлементов в порфириковых дайках диорит-кварц-диорит-плаггиогранодиоритового состава Михеевского месторождения (Ward's method, Euclidean dist. N=16)

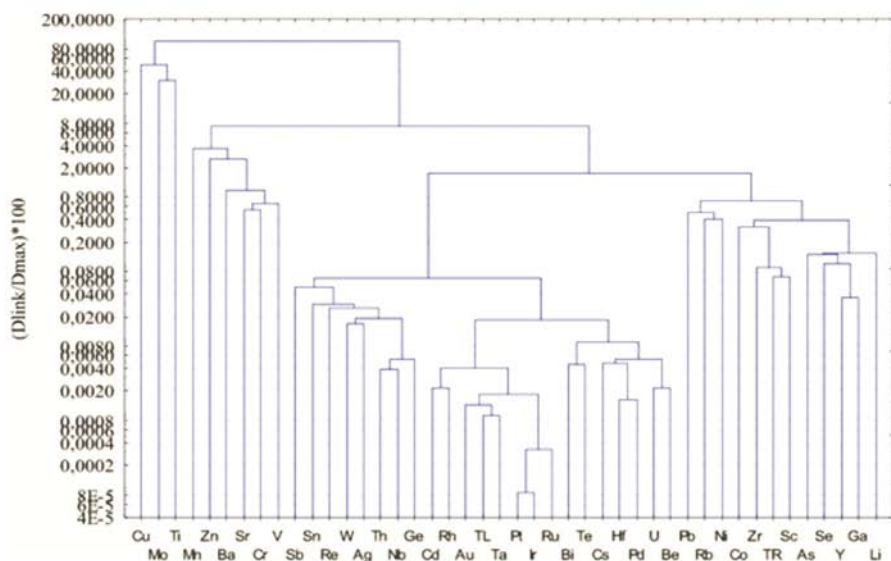


Рис. 1б. Дендрограмма кластеризации микроэлементов вулканогенно-осадочных пород Михеевского месторождения (Ward's method, Euclidean dist. N=33)

2. Вулканогенно-осадочные породы. Корреляционным анализом выявлены четыре группы элементов, имеющие значимые ($n=33$ при $p=0,05$) корреляционные связи внутри групп: 1) Li, Be, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Zn, Ga, Ge, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Pd, Sn, Cs, Ba, РЗЭ (14), Hf, Ta, Pt, Pb, Th, U - эта группа элементов разнородна, причем значимые связи между элементами внутри этой группы не всегда тесные и положительные и могут варьировать в достаточно широких пределах; 2) Cu, Co, Se, Au, Rh, Te, Ag, Cd, As, Bi, со значимыми коэффициентами корреляции внутри группы $r \geq 0.48$; 3) Mo, Re, Ru с $r \geq 0.8$, причем r (Mo/Re)=1,0; 4) Sb, W, Ni, Ir, Tl, имея положительные значимые, но не всегда тесные связи внутри своей группы, занимают условно промежуточное положение между 1 и 2 группами.

При выборе порогового расстояния 40,0 на дендрограмме кластеризации вулканогенно-осадочных пород выделяется несколько кластеров (рис.1б): 1) Cu; 2) Ti, Mo;

3) – все остальные элементы. С порога 15,0 последний кластер распадается на подкластеры: 1) Mn; 2) Zn; 3) Ba+Sr+Cr+V; 4) Sb+Sn+Re+W+Ag+Th+Nb+Ge+Cd+Rh+Au+Tl+Ta+Pt+Ir+Ru+Bi+Te+Cs+Hf+Pd+U+Be и 5) Pb+Rb+Ni+Co+Zr+TR+Sc+As+Se+Y+Ga+Li. На более низких иерархических уровнях отметим совместное нахождение Au+Te+TL, Pt+Ir+Ru, Ag+W.

Данные статистической обработки результатов показывают, что в как в порфировых дайках, так и во вмещающих вулканогенно-осадочных образованиях, распределение основного полезного компонента (меди) скорее не связано с остальной рудной минерализацией. Часто наблюдается пространственная корреляция рудных компонентов, сформированных в различные стадии рудного процесса. Полученные результаты частично подтверждают сделанные ранее выводы (Елохин, Прожерова, 2002), хотя выявленное нами поведение меди носит иной характер, но также увязывается с группой Mo-Ti-Cu-Ag-Sn-Zr-Zn-Sr. Согласно статистических данных, выявленная в пределах месторождения благороднометалльная, редкоземельная и уран-ториевая минерализация генетически не связана с медным оруденением, но часто имеет место их пространственное сонахождение в пределах оконтуренных рудных блоков.

Список литературы

- Белгородский Е.А., Грабежев А.И. Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений (на примере Урала). Наука, Екатеринбург. 1992. 199 с
- Елохин В.А., Прожерова И.А. Геохимическая характеристика Михеевского молибденово-медного месторождения // Известия УГГУ. 2002. Вып. 15. С.110-117.
- Plotinskaya O.Y., Azovskova O.B., Abramov S.S., Groznova E.O., Novoselov K.A., Seltmann R., Spratte J., 2018. Precious metals assemblages at the Mikheevskoe porphyry copper deposit (South Urals, Russia) as proxies of epithermal overprinting // Ore Geology Reviews 94, 239-260.

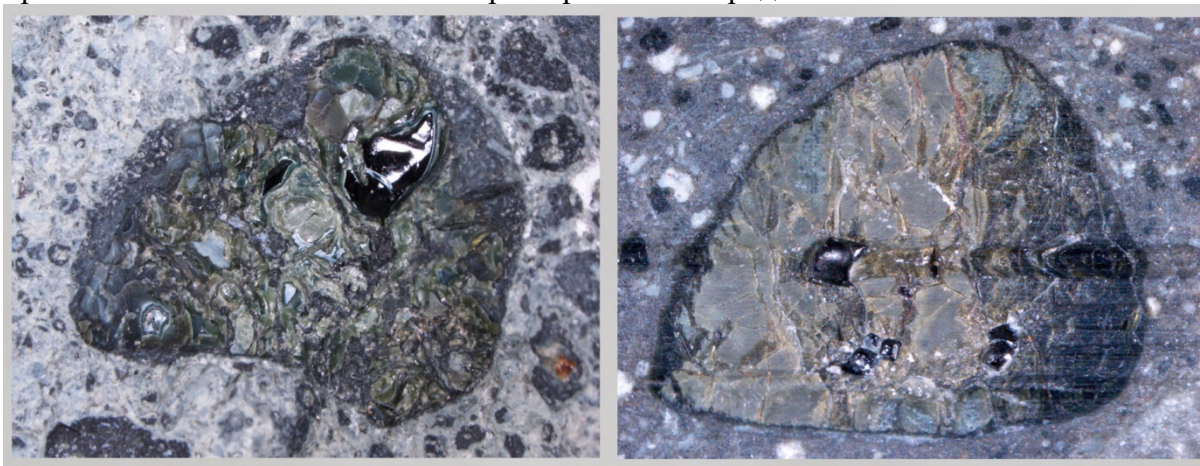
НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЛУБИННЫХ МИНЕРАЛАХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ТРУБОК
НЁНОКСКОГО ПОЛЯ И ПЕРСПЕКТИВАХ АЛМАЗОНОСНОСТИ ОНЕЖСКОГО
ПОЛУОСТРОВА (АРХАНГЕЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Саблуков С.М. (sablukoff@rambler.ru), Саблуква Л.И.
ООО ИНПК «РУСГЕО»

THE NEW DATA ON DEEP MINERALS FROM VOLCANIC PIPES OF THE NENOKSA
FIELDS AND DIAMOND POTENTIALS OF THE ONEGA PENINSULA
(THE ARKHANGELSK DISTRICT)

Sablukov S.M., Sablukova L.I.
RUSGEO Limited

Работами компании ЗАО «Архангельские алмазы» в 2008-2009 гг. в крайней западной части Нёнокского поля Онежского полуострова открыты 2 новые трубки (Ан-G056 и Ан-G429), особенности геологического строения и состава которых указывают на существование в Нёнокском поле более дифференцированного магматизма, чем считалось ранее (Саблуков и др., 2010). Для этих трубок характерна повышенная степень ультраосновности, отсутствие фенокристов клинопироксена и впервые в районе выявленное присутствие тетраферрифлогопита, макрокристов «оливина первой генерации» (необходимого признака пород кимберлитового ряда) и ксенолитов шпинелевых перидотитов (до 1,5 см) (рис. 1), высокое содержание минералов и включений протоматического этапа кристаллизации (хромшпинелида, клинопироксена, амфибола-паргасита, оливина, плеонаста), а также признаки астеносферного влияния на мантийный источник пород (воздействие мантийного плюма), проявленные в Nd-Sr-изотопных характеристиках пород.



В породах трубок Ан-G056 и Ан-G429 не обнаружены типичные минералы-спутники алмаза ультраосновного парагенезиса (пироп, пикроильменит, хромдиопсид, хромшпинелид), однако в заметном количестве присутствуют минералы-спутники алмаза эцлогитового парагенезиса - гранат и корунд из разнообразных эцлогитовых пород (групп I«А», I«В», I«С», II«В», II«С») (Coleman et al., 1965; Schulze, 2003), в том числе и из алмазоносных эцлогитов, включая эцлогиты группы I«С» - индикаторы развития в регионе процессов субдукции на уровне алмазоносной мантии. Эти признаки указывают на глубокий характер магматических проявлений района, потенциальная алмазоносность которых может иметь чисто эцлогитовую (субдукционную) природу, и, во всяком случае, на данном уровне исследований не является строго запрещённой.

Разнообразие состава алмазоносных магматических пород с каждым годом всё расширяется, и мы пока не знаем, как должны выглядеть и какой состав должны иметь вулканические породы, магматические очаги которых локализовались *только в глубинных частях зон субдукции*, и могут ли такие вулканические породы быть алмазоносными (и промышленно алмазоносными).

Породы трубок Ан-G056 и Ан-G429 (беспироксеновые фельдшпатоидные оливиновые мелилититы) по совокупности особенностей вещественного состава (петрографическим, минералогическим, геохимическим, изотопным) близки «кимелилититам» (породам переходного типа между кимберлитами и мелилититами) Чидвии и Верхотины глинозёмистой серии Зимнебережного алмазоносного района. Трубки Нёнокского поля однотипны по возрасту, геологическому строению и составу с трубками Терского Берега и Зимнего Берега и не нарушают общую картину зональности раннегерцинского кимберлитового и родственного ему вулканизма Беломорского региона. В центральной части Беломорского региона развиты алмазоносные и слабоалмазоносные кимберлиты, а в периферийной части - неалмазоносные мелилититы, фойдиты и базальты. Раннегерцинские трубки Терского поля, Нёнокского поля и Зимнебережного района расположены на северном и восточном обрамлении (склоне) Беломорского максимума dg, связываемого с девонским мантийным диапиром, или «плюмом». Выявленное увеличение степени ультраосновности трубок Нёноксы в направлении Восток – Запад делает прогноз потенциальной алмазоносности крайней западной части Онежского полуострова более обоснованным и реальным.

Список литературы

Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Белов А.В. Щелочной ультраосновной магматизм Нёнокского поля Онежского полуострова – отражение плюмовых и субдукционных процессов Беломорского региона (Архангельская алмазоносная провинция) // Труды X Международного Семинара «Глубинный магматизм, его источники и плюмы». Судак. 2010. С. 157-186.

Coleman R.G., Lee, D.E., Beatty, L.B. and Brannock, W.W. Eclogites and eclogites: their differences and similarities. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1965. 76. 3. p. 483-508.

Schulze, D.J. A classification scheme for mantle-derived garnets in kimberlite: a tool for investigating the mantle and exploring for diamonds. // In: A Tale of Two Cratons: The Slave-Kaapvaal Workshop. Lithos, 2003. v. 71 (2-4), p. 195-213.

МИНЕРАЛЫ АЛЬКРЕМИТОВ В КИМБЕРЛИТАХ НАКЫНСКОГО ПОЛЯ (ЯКУТИЯ), И
ИХ ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Саблукова Л.И.¹ (LSablukova@rambler.ru), Саблуков С.М.¹, Стегницкий Ю.Б.²
¹ ООО ИНПК «РУСГЕО», ² НИГП АК «АЛРОСА» (ПАО)

ALKREMITE MINERALS FROM KIMBERLITES OF THE NAKYN FIELD (YAKUTIA),
AND THEIR SEARCH USINGS

Sablukova L.I.¹, Sablukov S.M.¹, Stegnitsky Yu.B.²
¹ RUSGEO Limited, ² NIGP ALROSA Co

Кимберлиты Накынского поля резко отличаются от кимберлитов других полей Якутской провинции по большинству характеристик вещественного состава, прежде всего, по отсутствию пикроильменита и резкой геохимической истощённости (необычно низкому содержанию Ti, Fe и всех некогерентных элементов за исключением K, Rb, P). По минералогическим, петрографическим и геохимическим характеристикам кимберлиты Накынского поля близки кимберлитам группы 2 Южной Африки, а по Nd-Sr-изотопным характеристикам они близки кимберлитам группы 1.

Мантийные ксенолиты встречаются в трубке Нюрбинская в значительном количестве и имеют размеры от 2-6 см до 25 см. Всего изучено более 1000 нодулей. Преобладают разнообразные гранатовые перидотиты и клинопироксениты, а также хромшпинелевые перидотиты, реже шпинелевые перидотиты и эклогиты группы А и В (Coleman et al., 1965). Отмечаются мегакристы оранжевого граната титанистой ассоциации, а также макрокристы оранжевого и красного граната эклогитового парагенезиса. Кроме типичных для кимберлитов ксенолитов, встречаются также и мантийные ксенолиты необычного состава, в том числе ксенолиты алькремитов.

Ксенолиты алькремитов (минеральный парагенезис: пироповый гранат + шпинель Пономаренко, 1975) встречаются в кимберлитах Мира редко, они были обнаружены в Якутии (трубка Удачная), Африке, (трубки Робертс-Виктор, Kaalvallei, дайка Беллсбанк), США (Moses Rock). Впервые ксенолит алькремита обнаружен нами в кимберлитах трубки Нюрбинская Накынского поля, Якутия.

Ксенолит алькремита (обр. Н-687) имеет овальную форму, размер 6,2*4,8*4,2 см и отчётливо проявленную параллельно-полосчатую текстуру, обусловленную развитием линзообразных прослоев зёрен шпинели в преобладающей гранатовой массе породы (рис.). Гранат (95%) бледно-розового цвета представлен низкохромистым пиропом (альмандин(13)-гроссуляр(15)-пироп(67)) и характеризуется высоким содержанием MgO (18,77%), повышенным содержанием FeO_{общ.} (7.83%), CaO (7.51%), очень низким содержанием Cr₂O₃ (0,16%) и TiO₂ (0,07%). Шпинелид (5%) зеленовато-коричневого цвета по составу соответствует герцинитовой шпинели (65,9% Al₂O₃, 22,6% MgO, 2,4% Cr₂O₃, 6,8% FeO_{общ.}).

По данным LAM ICP-MS анализа для граната алькремита характерен выположенный тип распределения РЗЭ с истощением в области тяжёлых РЗЭ и обогащением в области лёгких РЗЭ. Из изученных гранатов самых разных типов мантийных ксенолитов трубки Нюрбинская (перидотитов, пироксенитов, эклогитов и мегакристов), похожим спектром распределения РЗЭ обладает только высокохромистый гранат (13,03% Cr₂O₃) из ксенолита гранатового перидотита протогранулярной структуры (обр. Н-877). От гранатов большинства мантийных ксенолитов трубки Нюрбинская гранат алькремита отличается повышенным содержанием лёгких РЗЭ и низким содержанием несовместимых элементов: Zr, Ti, а также Ga (на уровне хондрита или даже

ниже, что характерно для деплетированной мантии). Изотопный состав кислорода граната алькремита ($\delta^{18}\text{O} = 5,56 \text{ ‰}$) соответствует типичным мантийным значениям (Mattey et al., 1994).

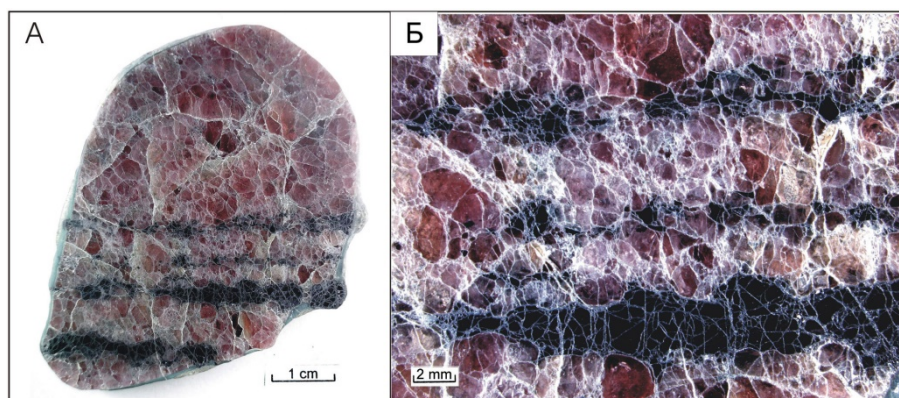


Рисунок. Ксенолит алькремита в гранатовой массе породы

Судя по изотопии ^{18}O , составу граната, шпинели, полосчатой (расслоенной) текстуре и ТР-параметрам образования ($931 \text{ }^\circ\text{C}$, 13,6 кбар) образец алькремита (Н-687) является фрагментом крупнокристаллической плутонической мантийной породы с элементами магматического (ликвационного?) расслоения. Изученный образец представлен алькремитом «чистой линии» в полном соответствии с определением первоначального петротипа (Пономаренко, 1975) и вряд ли имеет какую-либо связь с другими, имеющими более сложный минеральный состав высокоглинозёмистыми породами («ферроалькремитами», «коганитами», «кограндитами» и др.).

В трубке Нюрбинская нами обнаружен лишь один ксенолит алькремита, однако в дотрубочной дайке Нюрбинская содержание граната из алькремитов достигает 50% тяжёлой фракции кимберлита. По составу граната алькремиты из трубки и дайки Нюрбинская занимают промежуточное положение между двумя выделенными группами алькремитов (Пономаренко и др., 1980): «магнезиальными» и «магнезиально-кальциевыми».

Содержание минералов алькремитов в конкретных кимберлитовых телах Накынского поля заметно различается (в трубках Ботубинская и Майская алькремиты пока не найдены), что может быть использовано для идентификации коренных первоисточников шлиховых ореолов, а значит и для корректировки направлений поисковых работ в районе.

Список литературы

Пономаренко А.И. Алькремиты – новая разновидность глинозёмистых гипербазитов (ксенолиты из кимберлитовой трубки «Удачная») // Доклады АН СССР. 1975. Т. 225. № 4. с. 928-931.

Пономаренко А.И., Лескова Н.В. Особенности химического состава минералов алькремитов из кимберлитовой трубки «Удачная» // Доклады АН СССР. 1980. Т. 252. № 3. с. 707-711.

Coleman R.G., Lee, D.E., Beatty, L.B. and Brannock, W.W. Eclogites and eclogites: their differences and similarities. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1965. 76. 3. p. 483-508.

Mattey, D., Lowry, D., Macpherson, C. Oxygen isotope composition of mantle peridotite. // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. 128. p. 231-241.

НОВАЯ ОЦЕНКА ПОТЕНЦИАЛА МЕДНО-ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ
ЦЕНТРАЛЬНАЯ, НОВАЯ ТУРЦИЯ, СИВАС-ХАФИК-БЕЙДИЛЛИ

Сезерер Куру Г., Ахмет Э.

A NEW ASSESSMENT IN THE DISCOVERY , COPPER-GOLD MINERALIZATION
CENTRAL, NE TURKEY, SIVAS-HAFIK-BEYDILLI

**Sezerer Kuru Gulay¹ (gulaysezererkuru@gmail.com), Ahmet EFE²
(cuefeahmet@gmail.com)**

GSK geology consulting, Ankara, Turkey
Cumhuriyet University, Geology Engineering, Sivas, Turkey

KEY WORD: Turkey, Sivas, Hafik, Beydilli, copper, gold

The study area is located at 10 km W-SW of the Hafik district and Beydilli village of the Sivas province central-northeastern Turkey. The working area is approximately 1152 hectares. Lithological units observed in the study area range from Upper Cretaceous to Plio- Quaternary. The stratigraphic sequence starts an Upper Cretaceous age complex composed of serpentinite, peridotite gabbro, and volcanosedimentary units. After the closure of the Izmir-Ankara-Erzincan Ocean as a result of the collision between the Kırşehir Massif and the Sakarya Continent Crustal at the end of the Cretaceous the ophiolitic melange was emplaced on the Kırşehir Massif. The Hafik Formation composed of gypsum-marl claystone unconformably overlies this unit. Plio-Quaternary units composed of conglomerate, sandstone, mudstone, lacustrine limestone, unconformably overlie all these units.

There are antique mine galleries in this working area. Ore minerals observed include chalcopyrite, pyrite, arsenopyrite, marcasite, galenite, sphalerite, fahlers, malachite, azurite and psilomelan-proluzite as well as gold . The host rocks for the base metal and gold mineralization in this area are gabbro, spilitic basalts and peridotites. Base metal sulphide and gold enrichments are located along the fractures and gaps of gabbro, peridotite, spilitic basalts such as disseminated, stockwork, fault crack filling. The host rock alteration is composed of kaolinization and strong silicification.

The average grade of gold is > 3 ppm and Cu > 3.5. % in the altered host rock. The system has characteristics of epithermal-hydrothermal formation processes in terms of the genesis of the copper-gold mineralization.

ВРЕМЕННОЙ ИНТЕРВАЛ МЕЖДУ МЕТАСОМАТИЧЕСКИМ СОБЫТИЕМ В МАНТИИ
СИБИРСКОГО КРАТОНА И КИМБЕРЛИТОВЫМ МАГМАТИЗМОМ: ОЦЕНКА
ДЛИТЕЛЬНОСТИ НА ОСНОВЕ ДИФФУЗИОННОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ В ГРАНАТАХ
КСЕНОЛИТОВ ДЕФОРМИРОВАННЫХ ПЕРИДОТИТОВ

Соловьев К.А.¹ (kostyasolovyov54@gmail.com), Шарыгин И.С.^{1,2}, Головин А.В.¹

¹Западно-Сибирское отделение РМО, Институт геологии и минералогии им. В.С.
Соболева СО РАН, Новосибирск

²Восточно-Сибирское отделение РМО, Институт земной коры СО РАН, Иркутск

TIME SPAN BETWEEN METASOMATISM IN SIBERIAN CRATONIC MANTLE AND
KIMBERLITE ERUPTION INDICATED BY DIFFUSION PROFILES IN GARNETS FROM
SHEARED PERIDOTITE XENOLITHS

Solovev K.A.¹, Sharygin I.S.^{1,2}, Golovin A.V.¹

¹West-Siberian Branch of RMS, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS,
Novosibirsk

²East-Siberian Branch of RMS, Institute of the Earth's crust SB RAS, Irkutsk

Minerals of mantle xenoliths are usually chemically homogeneous; however, zoned garnets were found in some samples of mantle xenoliths (e.g., Griffin et al., 1996; Pokhilenko et al., 1999). The formation of zoning in garnet has been studied in detail in garnet from sheared peridotite from kimberlite of South Africa (Griffin et al., 1989, 1996; Jollands et al., 2018). Zoning patterns are characterized by S-shaped profiles. The following model of zoning formation is assumed (Griffin et al., 1989): overgrowth of garnet core by rim of garnet of different composition from melt/fluid (due to metasomatism), followed by diffusive equilibration across the core-rim boundaries until xenolith was cooled at the surface. Diffusion modelling showed that diffusion continued for 60-60000 years (Griffin et al., 1989) or 0.07-400 years (Jollands et al., 2018) after the rim of the garnet formed.

Here we report zoning patterns in garnets of two sheared peridotite xenoliths from the ~ 365 Ma Udachnaya-East kimberlite pipe (Siberian craton): sample No. UV-33/04 (1330°C, 62.5 kbar) and No. UV-2/05 (1275°C, 62.0 kbar). Investigated garnets have significant Mg, Fe, Ca, Mn, Na, Al, Cr, and Ti zoning (Figure 1). In UV-33/04, Fe, Na, Al, and Ti increase from the centre to the rim, whereas Mg, Ca, and Cr decrease. In UV-2/05, Fe, Ca, Mn, Na and Ti increase from the centre to the rim, whereas Mg, Al, and Cr decrease. Mole fractions of Ca in the rims are similar (Figure 1).

We performed calculations for Mg, Fe, Ca, and Mn (Figure 1). The model proposed in (Griffin et al., 1989) was used for calculations, i.e. 1) initial condition is a sphere consisting of a homogeneous inner sphere (garnet core) and a homogeneous shell of different composition around it (garnet rim), 2) zero flows through the centres of the garnets and the fixed composition of the garnet interfaces are assumed. We used constants for the Arrhenius equation defined in (Perchuk et al., 2009): the constants for Mg, Fe, and Ca are from 'Alm^{b,c}-Prp' experiment and the constants for Mn are from 'Sps-Prp' experiment (the notation as in (Perchuk et al., 2009)). A correction for the oxygen fugacity was not made, since the ranges of oxygen fugacity in the experiments (Perchuk et al., 2009) and in the Udachnaya-East sheared peridotites (Yaxley et al., 2012) are overlapped.

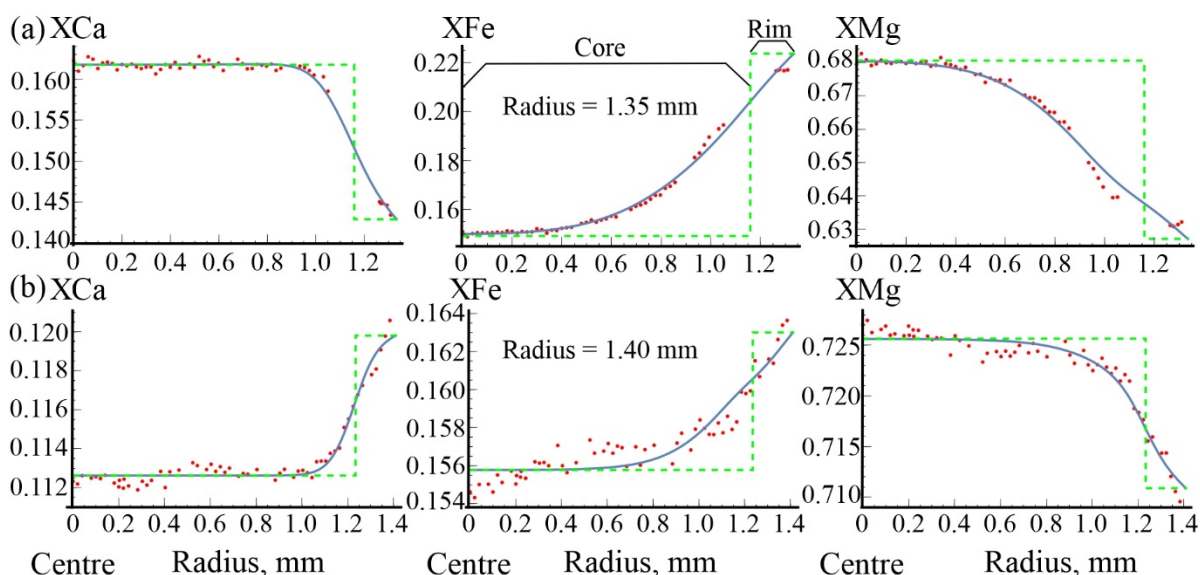


Figure 1. Compositional profiles across garnet grains in samples No. UV-33/04 (a) and No. UV-2/05 (b). Red circles – electron microprobe analyses. Blue lines – best fitted diffusion profiles. Green dashed lines are elemental profiles at the beginning of the diffusion process (initial conditions, see text for description). Centre of the garnet grains is at 0 (axis X).

Simultaneous fitting of Fe, Mg, and Ca yielded the best-fit diffusion profiles (Figure 1) that correspond to 792 years (UV-33/04) and 997 years (UV-2/05) for duration of the diffusion that started after the garnet overgrowth formation and stopped upon cooling from a high temperatures. The obtained estimates indicate that a metasomatic event that affected the Udachnaya-East sheared peridotites occurred shortly before the eruption of kimberlite magma.

This work was supported by the Russian Science Foundation (grant No. 18-77-10062).

References

- Griffin W. L., Smith D., Boyd F. R., Cousens D. R., Ryan C. G., Sie S. H., Suter G. F. Trace-element zoning in garnets from sheared mantle xenoliths // *Geochim Cosmochim Acta*. 1989. 53. P. 561-567.
- Griffin W. L., Smith, D., Ryan, C. G., O'Reilly, S. Y., & Win, T. T. Trace-element zoning in mantle minerals: Metasomatism and thermal events in the upper mantle // *Can Mineral*. 1996. 34. P. 1179-1193.
- Jollands M. C., Hanger B. J., Yaxley G. M., Hermann J., Kilburn M. R. Timescales between mantle metasomatism and kimberlite ascent indicated by diffusion profiles in garnet crystals from peridotite xenoliths. *Earth Planet Sci Lett*. 2018. 481. P. 143-153.
- Perchuk A. L., Burchard M., Schertl H. P., Maresch W. V., Gerya T. V., Bernhardt H. J., Vidal O. Diffusion of divalent cations in garnet: multi-couple experiments // *Contrib Mineral Petrol*. 2009. 157. P. 573-592.
- Pokhilenko N. P., Sobolev N. V., Kuligin S. S., Shimizu N. Peculiarities of distribution of pyroxenite paragenesis garnets in Yakutian kimberlites and some aspects of the evolution of the Siberian craton lithospheric mantle // *In Proceedings of the 7th International Kimberlite Conference*. 1999. 2. pp. 689-698.
- Yaxley G. M., Berry A. J., Kamenetsky V. S., Woodland A. B., Golovin A. V. An oxygen fugacity profile through the Siberian Craton—Fe K-edge XANES determinations of $Fe^{3+}/\sum Fe$ in garnets in peridotite xenoliths from the Udachnaya East kimberlite // *Lithos*. 2012. 140. P. 142-151.

СЕРЕБРО-СОДЕРЖАЩАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В РУДОПРОЯВЛЕНИИ ГАЧИНГ

Толстых Н.Д.¹ (tolst@igm.nsc.ru), Сидоров Е.Г.² (mineral@kscnet.ru)

Западно-Сибирское отделение РМО. Институт геологии и минералогии
им. В.С. Соболева СО РАН

²Камчатское отделение РМО. Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
г. Петропавловск Камчатский

SILVER-CONTAINING MINERALIZATION IN THE GACHING ORE OCCURENCE

Tolstykh N.D.¹, Sidorov E.G.²

¹ West-Siberian Branch of the RMS. V.S. Sobolev Insitute of geology and mineralogy
SB RAS, Novosibirsk

² Kamchatka Branch of the RMS. Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS,
Petropavlovsk-Kamchatsky

Эпитермальное Ag-Au рудопроявление Гачинг, относящаяся к высоко-сульфидному типу (HS), входит в Малетойваямское рудное поле, расположенное в Центрально Камчатском вулканическом поясе (Россия). Вмещающими золоторудную минерализацию породы являются вторичные кварциты, алунит-серицит-каолин-кварцевые породы, содержащие обильную вкрапленность пирита и Cu-сульфосоли (тетраэдрит, тенантит, энаргит и др.). Основные компоненты рудной минерализации, это самородное золото: первичное, высокопробное (964–978 ‰) и горчичное или губчатое, которое преобладает в ассоциации, неназванные фазы, представленные теллуридами Au(Te,Se), селенидом (AuSe), и многочисленными сульфоселенотеллуридами золота, а также продуктами их окисления – сложными оксидами разной степени окисления. Вещественный состав этих руд был изучен нами ранее, показаны условия образования этих минералов, а также механизмы замещения первичных фаз (Толстых, 2017; Tolstykh et al., 2018, 2019; Shapovalova et al., 2019). Был открыт новый минерал золота – малетойваямит $Au_3Se_4Te_6$ (Tolstykh et al., 2020). Рудная минерализация является уникальной по набору фаз, большинство из которых ранее не встречались в природе, а также по широко проявленному изоморфизму между серой и селеном в большинстве минералах и неназванных соединениях. Описанные до этого руды были представлены исключительно минералами золота, тогда как Ag в ничтожном количестве отмечалось только в самородном золоте и калаверите. Недавние исследования одного из образцов (МГ-63) позволили выявить и другие формы концентрирования серебра в этом рудопроявлении, которые представлены как известными минералами, так и новыми неназванными соединениями.

Миаргирит $(Ag,Au)(Sb,As)_2S_2$ встречается в обрамлении зерен самородного золота в ассоциации с *неназванной фазой* $(Ag,Au)_5S_2$. Оба минерала имеют голубовато-серый цвет в отраженном свете (Рис. 1 а) и отличаются по оттенкам на SEM изображении (Рис. 1 б). Соотношение Ag/Au в миаргирите сохраняется во всех проанализированных зернах, тогда как концентрация As широко варьирует (Табл. 1). Возможно, что такое соединение является потенциально новым минералом. Фаза $(Ag,Au)_5S_2$ встречается неоднократно, имеет стабильную стехиометрию и Au-Ag изоморфизм в ограниченных пределах (Рис. 1 в-г). В некоторых случаях селен частично замещает серу (Табл. 1). *Сернистый аналог малетойваямита* $Au_3Te_6(S,Se)_4$ встречается в этой ассоциации в сростании с аурантимонатом $AuSbO_3$. До сих пор в четверной системе Au-Te-S-Se встречались исключительно соединения, в которые не входило серебро. Впервые нами обнаружено *соединение* $(Ag,Au)_9Te_3(S,Se)_2$, в котором Ag преобладает над Au (Табл. 1, Рис. 1 г).

Ютенбогардит Ag_3AuS_2 отмечается в сростании с самородным высокопробным золотом. В некоторых анализах этого минерала присутствует также Se, замещающий серу (Табл. 1). Минералы этой ассоциации подвержены окислению. Оксиды имеют переменный состав и лежат на линии, соединяющей соединение $(Ag,Au)_5S_2$ и кислород (Рис. 1 д).

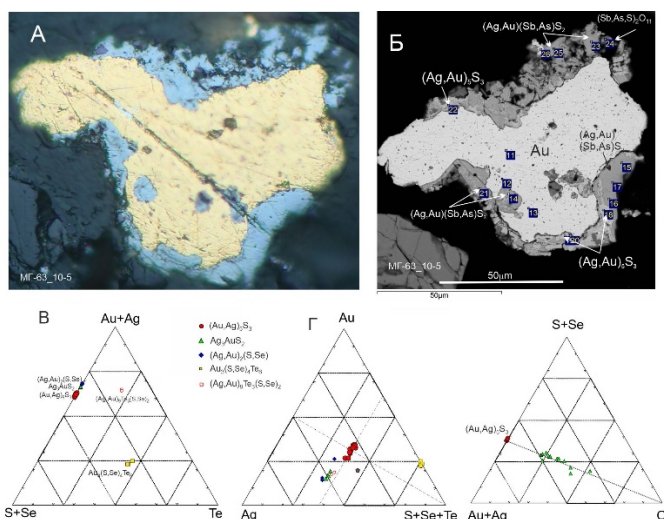


Рисунок 1. Изображения минералов Ag-Au (а,б) и их составы из рудопроявления Гачинг (в-д).

Таблица 1

Составы минералов Ag и Au из рудопроявления Гачинг.

	Au	Ag	Sb	Te	As	Se	S		Формула минерала:
1	22,1	19,6	34,5		1,85		20,9	99,16	$(Ag_{0.58}Au_{0.36})_{0.94}(Sb_{0.90}As_{0.08})_{0.98}S_{2.0}$
2	26,7	20,2	21,3		11,2		20,4	100,0	$(Ag_{0.56}Au_{0.44})_{1.00}(Sb_{0.55}As_{0.47})_{1.02}S_{1.9}$
3	27,2	19,1	34,1		0,91		19,2	100,7	$(Ag_{0.59}Au_{0.46})_{1.04}(Sb_{0.93}As_{0.04})_{0.97}S_{1.9}$
4	26,6	20,0	25,4		8,87		20,2	101,3	
5	39,1			50,5		2,61	7,95	100,3	$Au_{2.95}Te_{5.88}(S_{3.68}Se_{0.49})_{4.17}$
6	30,4	41,9		23		1,09	3,68	100,1	$(Ag_{6.39}Au_{2.54})_{8.93}Te_{2.96}(S_{1.89}Se_{0.23})_{2.11}$
7	28,5	43,2		22,8		1,05	3,62	99,28	$(Ag_{6.60}Au_{2.39})_{8.98}Te_{2.94}S_{2.06}$
8	32,3	56,1					11,0	99,55	$Ag_{2.95}Au_{1.00}S_{2.01}$
9	30,6	49,3					11,1	96,75	$Ag_{2.96}Au_{1.00}(S_{1.13}Se_{0.91})_{2.04}$
10	52,7	36,4					11,7	100,8	$(Ag_{2.78}Au_{2.21})_{4.99}S_{3.01}$
11	52,1	36,9					11,8	100,9	$(Ag_{2.81}Au_{2.17})_{4.97}S_{3.03}$
12	53,2	31,9				0,92	10,8	97,00	$(Ag_{2.58}Au_{2.36})_{4.94}(S_{2.96}Se_{0.10})_{3.06}$

1-4 – Au- и As-содержащий миаргирит $(Ag,Au)(Sb,As)S_2$, 5 – S-аналог малетойваямита $Au_3Te_6(S,Se)_4$; 6,7 – $(Ag,Au)_9Te_3(S,Se)_2$; 8,9 – ютенбогардит Ag_3AuS_2 ; 10-12 – неназванная фаза $(Ag,Au)_5S_3$.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН. Анализы минералов выполнены в Аналитическом центре мультиэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН. Авторы выражают благодарность аналитику Хлестову М.В. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 19-05-00316.

Список литературы

Толстых Н.Д. Золоторудная минерализация Малетойваямского рудопроявления // Материалы Юбилейного съезда Российского минералогического общества «200 лет РМО». СПб. 2017. Т. 2. С. 339-341.

Tolstykh N., Vymazalova A., Tuhy M., Shapovalova M. Conditions of formation of Au-Se-Te mineralization in the Gaching ore occurrence (Maletoyvayam ore field), Kamchatka, Russia // *Mineralogical Magazine*. 2018. V. 82 (3). P. 649-674.

Tolstykh N., Palyanova G., Bobrova O., Sidorov E. Mustard gold of the Gaching ore occurrence (Maletoyvayam deposit, Kamchatka, Russia) // *Minerals*. 2019, 9, 489.

Tolstykh N.D, Tuhý M., Vymazalová A., Plášil J. Laufek F., Kasatkin A.V., Nestola F. and Bobrova O.V. // Maletoyvayamite, $Au_3Se_4Te_6$, a new mineral from Maletoyvayam deposit, Kamchatka peninsula, Russia // *Mineralogical Magazine*. 2020. 84(1). P. 117-123.

Shapovalova M., Tolstykh N., Bobrova O. Chemical composition and varieties of sulfosalts from gold mineralization in the Gaching ore occurrence (Maletoyvayam ore field) // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science* 2019. 319.

**ПРОБЛЕМЫ ПРИКЛАДНОЙ
(ТЕХНОЛОГИЧЕСКОЙ
И ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ)
МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ**

СОДЕРЖАНИЕ Fe(II) И Fe(III) В ПОРОДАХ-ПРЕКУРСОРАХ И В САМИХ
КАМЕННЫХ (БАЗАЛЬТОВЫХ) ВОЛОКНАХ

**Аблесимов Н.Е.* (Ablesimov1@yandex.ru), Безлаковский А.И.*
(antbez2016@gmail.com), Гутников С.И.** (gutnikov@gmail.com),
Малова Ю.Г.*** (rosomaha1989@mail.ru)**

*АО «Базальтовые проекты»

**Московский государственный университет

***Дальневосточный государственный университет путей сообщения

THE CONTENT OF Fe(II) AND Fe(III) IN THE PRECURSOR ROCKS AND IN THE STONE
(BASALT) FIBERS THEMSELVES

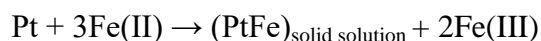
**Ablesimov N.E.* (Ablesimov1@yandex.ru), Bezlakovsky A.I.* (antbez2016@gmail.com),
Gutnikov S.I. (gutnikov@gmail.com), Malova Yu.G.*** (rosomaha1989@mail.ru)**

*Basalt projects JSC

**Moscow State University

***Far Eastern State University of Railway Transport

Earlier, with Mössbauer spectroscopy, the phenomenon of partial transition of Fe(II) to Fe(III) on platinum-rhodium spinneret in the duplex process of producing basalt fiber at 1450°C in air was discovered (Ablesimov, 2006). The share of Fe (III)/Fe_{more} generally increased by 20% from 25 to 45%. In general, this process is positive, as Fe (III) atoms with glasses are mesh-forming agents. It takes place presumably by a disproportionate reaction:



This process causes premature destruction of the spinneret. In film-free technologies, this fact is not found.

Similar studies have been undertaken in the production of continuous basalt fiber (CBF) from andesite-basalt porfirite of Argolevsky field in Chelyabinsk region. Iron oxidation in rock samples varied from 25.1% to 38.6% according to Mössbauer data, which averaged 32.7% for 6 samples.

Rock (two samples) was crushed and heated in a platinum crucible in a high temperature furnace. The mode of heating was subdivided into three stages: heating from room temperature to T = 1200°C within 5 hours, the subsequent heating from T = 1200°C to T = 1550°C within 4 hours and the subsequent keeping at T = 1550°C lasting 20 hours. Thus, the total air homogenization time was 29 hours. The production of continuous basalt fiber was carried out at a laboratory single-die plant (Gutnikov, 2013). The melt temperature was 1400 - 1440 ° C. The fiber production temperature range was 1330 to 1390°C.

The proportion of Fe(III) in the homogenized hardened melt according to Mössbauer data was 72.3% in the first sample and 76.1% in the second sample. The average increase over precursors was 40%. The reason is the oxidation of air with oxygen at prolonged homogenization.

The proportion of Fe (III) in the first sample was 71.6% and 78.0% in the second sample after passing the platinum-rhodium die. No increase was detected. According to X-ray imaging, the fibers are X-ray amorphous.

Conclusion

In the production of CBF, the melting of precursors and the homogenization of the melt are preferably carried out in an oxidizing medium, thereby increasing the content of Fe(III), which makes it possible to eliminate the interaction of the melt with the material of platinum feeders and spinnerets and to increase the proportion of iron atoms in the glass fiber mesh.

References

Ablesimov N.E., Malova Yu.G., Bondarevskii S.I. Phenomenon of the Iron Transition from the Fe^{2+} State to the Fe^{3+} State on Platinum Spinnerets in the Duplex Process of Manufacturing of Basalt Glass Fibers (Mössbauer Investigations) // Glass Physics and Chemistry. 2006. Vol. 32. No. 4. P. 494–495.

Gutnikov S.I., Manylov M.S., Lipatov Y.V., Lazoryak, B.I. Pokholok K.V. Effect of the reduction treatment on the basalt continuous fiber crystallization properties // J. Non-Cryst. Solids. 2013. V. 368. P. 45-50.

СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТАХ КОРПАНГСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАК ВРЕДНАЯ ПРИМЕСЬ В РУДАХ

Егоров А.В.¹ (kalapau@yandex.ru), Кулешевич Л.В.² (kuleshev@krc.karelia.ru),
Олюшина А.А.³ (aoliushina@gmail.com)

1 – ИГ КарНЦ РАН, 2 – Карельское отделение РМО,
ИГ КарНЦ РАН, 3 – ИЛГИСН, ПетрГУ

SULPHIDE MINERALIZATION IN IRON FORMATION FROM THE KORPANGA DEPOSIT AS HARMFUL IMPURITY IN ORES

Egorov A.V.¹, Kuleshevich L.V.², Olyushina A.A.³

1 – IG KarRC, RAS, 2 – Karelian Branch of RMS, IG KarRC RAS, 3 – ILGISN, PetrSU

Минеральный состав руд Корпангского месторождения представлен преимущественно двумя природными типами и их разновидностями, к ним относятся: 1 тип – щелочно-амфибол-магнетитовые (рибекит-магнетитовые, кроссит-магнетитовые, роговообманково-магнетитовые), реже эгирин-магнетитовые кварциты; 2 тип – биотит-магнетитовые кварциты (роговообманково-биотит-магнетитовые, реже грюнерит-биотит-магнетитовые и карбонат-эпидот-биотит-магнетитовые).

Руды первого из названных природных типов являются наиболее качественными и легкообогатимыми, для них характерно высокое содержание магнетита до 39 %, содержание $Fe_{\text{магн}}$ достигает 27.1 %. В пределах Корпангского месторождения выделяется две ветви – западная и восточная, на данный момент открытым способом отрабатывается только первая. Химический состав железных руд по западной и восточной ветвям Корпангского месторождения, соответственно, следующий (в %): SiO_2 – 48.26 и 48.52; TiO_2 0.16 и 0.21; Al_2O_3 3.59 и 5.03; Fe_2O_3 26.64 и 25.01; FeO 14.78 и 13.95; MnO 0.07 и 0.08; CaO 1.44 и 1.64; MgO 1.93 и 2.0; K_2O 1.39 и 1.78; Na_2O 0.76 и 0.86. Среднее содержание вредных примесей, таких как P составляет 0.06 %, S – 0.21 %, связанной с пирротинном – 0.11 %.

Высококачественные руды составляют 70 % всего объема руд в контурах Западного карьера месторождения. Магнетит образует как тонко-распыленный агрегат зерен размером около 0.01 мм, так и агрегатные сростки размером от 0.04 до 0.25 мм. Извлечение $Fe_{\text{общ}}$ в концентрат составляет 88.5-93.6 %. В целом содержание серы находится в допустимых пределах и не превышает 0.21 % в руде и 0,19 % в железорудном концентрате. Однако в пределах рудных тел существуют локально развитые зоны, приуроченные к тектоническим нарушениям, с повышенным содержанием серы: от 0.6 до 1.1 % в руде.

Сульфиды в железистых кварцитах. Изучение минерального состава и текстурно-структурных особенностей руд, а также сульфидных примесей проводилось посредством микрозондового анализа. В результате удалось установить минеральные ассоциации руд и состав примесей в них, выделить основные ассоциации сульфидов – вредных рудных компонентов, увеличивающих выброс серы в атмосферу, а также негативно влияющих на процесс обжига железорудных окатышей.

По текстуре руды можно разделить на: 1) вкрапленно-полосчатые, гнездово-вкрапленные; 2) сильно деформированные с гнездово-прожилковыми обособлениями как магнетита, так и сульфидов, вблизи кварцевых прожилков; и 3) руды, которые секутся микроклин-кварцевыми или пегматитовыми жилами с сульфидами.

Щелочно-амфибол-магнетитовые руды состоят из магнетита, щелочных амфиболов (рибекит, кроссит, арфведсонит Na 3-5 %, K до 1-2 %), кварца, микроклина. С

учетом выделяемых деформаций и изменения структурно-текстурных особенностей руд, в них выделяются разные стадии перекристаллизации вещества и появление сульфидов. Рассмотрим три основных ассоциации с сульфидами.

1) Магнетит во вкрапленно-полосчатых и гнездово-вкрапленных богатых щелочно-амфибол-магнетитовых рудах образует тонко-распыленный агрегат зерен размером от 0.01-0.04 мм, до более крупных агрегатных сростков размером 0.25-0.5 мм. Из аксессуарных минералов в таких рудах установлен рассеянный апатит и редкие сульфиды. Сульфидная минерализация представлена рассеянными вкраплениями кубических кристаллов пирита (менее 1 %).

2) В сильно деформированных щелочно-амфибол-магнетитовых кварцитах встречаются кварцевые обособления и прожилки кварца со сростками магнетита, щелочного амфибола, микроклина, апатита и сульфидами. Деформированные руды неоднородные, по текстуре вкрапленно-полосчато-прожилковые или гнездовые. Размер зерен магнетита и щелочного амфибола в них различен, но вблизи прожилков наблюдается отчетливое укрупнение всех зерен и образование сростков. В ассоциации прожилков и гнездовых обособлений установлен микроклин, щелочной амфибол и более поздние минералы, иногда они распространяются и в основную массу рудного кварцита. Поздние минералы представлены кальцитом (содержащим в качестве примесей Mn, Sr 1.5-3 %), хлоритом, а также баритом (содержащим Sr 3-5 %), появляется большее количество апатита и аксессуарный монацит. В сильно деформированных рудах встречаются прожилки и гнезда, иногда пятнистые скопления укрупненного магнетита и амфибола, с которыми обычно ассоциируют вкрапленно-гнездовые сульфиды. Содержание сульфидов в этих ассоциациях заметно возрастает, они образуют вкрапленность и сростки более крупного размера (в гнездах и прожилках в количестве до 10%). Сульфиды представлены преимущественно пирротинном, пиритом, реже встречается халькопирит, в единичных количествах галенит и висмутотеллурид.

3) Еще более существенную перекристаллизацию магнетитовые руды претерпевают вблизи микроклин-кварцевых, пегматитовых или маломощных гранитных жил. Вблизи жил установлены крупнокристаллические выделения хлорита, кальцита, барита, иногда актинолита, в небольшом количестве апатит и монацит. В зальбандах пегматитовых и кварцевых жил распространен крупный магнетит и гематит (поздних генераций) в ассоциации с сульфидами. Сульфиды в зальбандах жил представлены пиритом, пирротинном, халькопиритом, встречаются галенит, висмутотеллуриды. Наличие галенита и висмутотеллуридов, подтверждают связь с гранитным источником. Доля магнетита в таких агрегатах снижается, однако после предварительного обогащения на комплексе сухой магнитной сепарации руда с сульфидным засорением попадает на фабричный передел.

Магнетит-биотит-кварцевые руды имеют вкрапленно-полосчатые текстуры, в которых чередуются прослой (полосы) магнетита, биотита, кварца, иногда в них встречается щелочной амфибол. Минералы вкрапленно-полосчатых руд этого типа тонкозернистые, в агрегатных сростках размер зерен магнетита увеличивается. Биотит в полосчатых рудах образует вытянутые пластинки, иногда прослой. Сульфиды редкие представлены пиритом.

В деформированных магнетит-биотитовых кварцитах встречаются кварцевые прослой и гнезда-обособления, прожилки с укрупненными минералами – магнетитом, биотитом. В обособлениях отмечаются и более поздние минералы – эпидот, хлорит. Среди деформированных руд обычны прожилки кварца с сульфидами, встречается аксессуарный циркон. Сульфиды образуют обособления, представленные вкрапленностью пирита, пирротина, реже халькопирита, галенита, в редких случаях молибденита.

На Корпангском месторождении благодаря влиянию гранитоидов увеличивается в рудах содержание сульфидов и барита, что требует внимательного отношения к технологии первичного обогащения и проверки количества серы как вредной примеси.

ТЕРМИЧЕСКИЕ ПРЕВРАЩЕНИЯ И ЛЮМИНЕСЦЕНЦИЯ СТИЛЛУЭЛЛИТА,
ТАДЖИКИТА И СЕРЕНДЕБИТА

**Копылова Ю.О.¹ (yuliua.kopylova@gmail.com), Кржижановская М.Г.¹,
Колесников И.Е.², Власенко Н.С.³**

Санкт-Петербургское отделение Российского минералогического общества

¹Кафедра кристаллографии, Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский
государственный университет, Университетская наб. 7/9, 199034, Санкт-Петербург,
Россия

²Институт химии, Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская
наб. 7/9, 199034, Санкт-Петербург, Россия

³Научный парк СПбГУ, Геомодель, Санкт-Петербургский государственный университет,
ул. Ульяновская 1, 198504, Санкт-Петербург, Россия.

THERMAL TRANSFORMATIONS AND LUMINESCENCE OF STILLWELLITE,
TADZHIKITE AND SERENDIBITE

Kopylova Y.O.¹, Krzhizhanovskaya M.G.¹, Kolesnikov I.E.², Vlasenko N.S.³
St.-Petersburg Branch of Russian Mineralogical Society

¹Department of Crystallography, Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University,
University Emb. 7/9, 199034, St. Petersburg, Russia

²Institute of Chemistry, St. Petersburg State University, University Emb. 7/9, 199034, St.
Petersburg, Russia

³Centre for Geo-Environmental Research and Modelling, St. Petersburg State University,
Ulyanovskaya str. 1, 198504, St. Petersburg, Russia.

Кристаллические боросиликаты являются интересными объектами исследования в связи с разнообразием структур и физических свойств. Такие особенности боросиликатов, как прозрачность для широкого диапазона излучений, химическая и термическая устойчивость, высокий порог оптического, в частности лазерного, повреждения обуславливают их ценность для использования в качестве оптических и других материалов. В частности, борсодержащие соединения, активированные редкоземельными элементами, являются эффективными преобразователями излучения высокой энергии в видимый свет. В данной работе внимание уделяется таким редким и малоизученным боросиликатным минералам, как стиллуэллит и таджикит с месторождения Дара-и-Пиоз (Таджикистан) и серендебит из Джонсбург (Уоррен, штат Нью-Йорк, США). В работе представлены результаты исследований высокотемпературных превращений и распада, а также люминесцентных свойств. При комнатной температуре поликристаллы рентгенографированы с помощью дифрактометра Rigaku Ultima IV (CuK α -излучение, 40 кВ / 30 мА, PSD-детектор DtexUltra). Для фазового анализа использовали базу данных PDF-2 (2016) и пакет программ PDXL. Терморентгенография проведена на воздухе в диапазоне температур 25–1100°C на приборе Rigaku Ultima IV (CoK α -излучение, 40 кВ, 30 мА, шаг по температуре 30°C).

По данным терморентгенографии стиллуэллит, как и его структурный аналог (Белоконева и др. 1996), претерпевает полиморфное превращение около 600°C. Предположительно, таджикит претерпевает похожее полиморфное превращение в той же области температур. Серендебит не испытывает фазовых переходов при нагреве. Самым высокотемпературным из изученных минералов оказался серендебит: он разлагается

выше 1050°C с образованием шпинели и анортита. Стиллиуэллит около 1000°C распадается на церианит, перклевит и боросиликат Са. Распад таджикита фиксируется существенно ниже по температуре (870°C); в результате распада образуются титанит и силикат Са и REE.

Спектры люминесцентного излучения были записаны на флуоресцентном спектрометре Horiba Fluorolog-3 в диапазоне 400-800 нм со спектральными ширинами щелей 10 нм и шагом 1 нм при комнатной температуре. Для стиллиуэллита и таджикита, имеющих в составе редкоземельные элементы, наблюдалось слабоинтенсивная люминесценция в синей и красной областях соответственно.

Авторы приносят благодарность профессору И.В. Пекову за образцы минералов и ресурсным центрам «Рентгенодифракционных методов исследований», «Оптических и лазерных методов исследования вещества» и РЦ «Геомодель» Санкт-Петербургского государственного университета за возможность осуществления исследований и вычислений. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (18-29-12106).

Список литературы

Belokoneva E.L., Shuvaeva V.A., Antipin M.Yu., Leonyuk N.I. Crystal structure of a high-temperature modification of LaBSiO₅, a synthetic analog of stillwellite// Zhurnal Neorganichskoj Khimii 41.1996. P. 1097-1101.

ГЕОНИКА (ГЕОМИМЕТИКА) – ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ ОСНОВА ПРИРОДОПОДОБНЫХ
ТЕХНОЛОГИЙ ПРИ ПРОИЗВОДСТВЕ
СТРОИТЕЛЬНЫХ КОМПОЗИТОВ НА НОВЫХ ВИДАХ СЫРЬЯ

Лесовик В.С. (naukavs@mail.ru), Фомина Е.В. (fomina.katerina@mail.ru)
БГТУ им. В.Г. Шухова

GEONICS (GEOMIMETICS) – THE THEORETICAL BASIS OF
NATURE-LIKE TECHNOLOGIES IN PRODUCTION
BUILDING COMPOSITES ON NEW TYPES OF RAW MATERIALS

Lesovik V.S., Fomina E.V.
BSTU named after V.G. Shukhov

Энергососбережение и комплексное использование сырья определяют инновационный путь развития современного строительного материаловедения. Современные методы и технические средства дают возможность по-новому оценить энергетический потенциал, заложенный при образовании различных генетических типов природных сырья, и детально изучить фазово-структурный состав на молекулярном уровне, что позволяет снизить энергоемкость в строительной отрасли. Решение задач базируется на трансдисциплинарных исследованиях с учетом достижений материаловедения, петрологии, петрографии, кристаллографии, химии и физики и других наук в рамках развития научного направления «Геоника» («Геомиметика») (Лесовик, 2016).

В отличие от бионики, целью геоники (геомиметики) является использование знаний, полученных при исследовании геологических процессов и природных объектов для решения инженерных задач, с улучшением комфортности среды обитания человека. Сформулированы и успешно реализованы «Закон сродства структур», «Закон подобия», предложено понятие «Техногенный метасоматоз» в строительном материаловедении, которые позволяют получить высокоэффективные строительные композиты; развивается научное направление «Архитектурная геоника».

Минералогический подход геоники основан на оценке качества природного и техногенного сырья, а именно энергетическом потенциале, заложенном в процессах генезиса и техногенеза. Внутренний энергетический потенциал определяется дефектностью кристаллической решетки минералов, включением газовой и минералообразующей среды, наличием рентгеноаморфного вещества, степенью кристалличности минералов, размерностью и т.д. Так, например, в строительной индустрии одним из основных видов сырья является кварц. Теоретический состав кварца, (мас. %): Si – 46,72; O – 53,28 (Горшков, 1988). Однако такой состав только у особо чистых разновидностей кварца. Типичный породообразующий кварц, применяемый при производстве строительных материалов, содержит примеси и имеет в той или иной степени дефектную кристаллическую решетку. На рисунке 1 отображены отличия монокристалла кварца и кварцитопесчаника – попутно добываемой породы зеленосланцевой степени метаморфизма Курской магнитной аномалии, по дефектности кристаллической решетки кварца и минеральному составу (РФА), морфологии поверхности (СЭМ).

При описании кварцевого сырья принято основываться на содержании SiO₂, не учитываются разновидности его форм кристаллическая, аморфная, а так же SiO₂ входящий в структуру силикатов (Lesovik, 2015). Не принимается во внимание наличие в

кварце подвижных примесей, основная часть которых концентрируется в областях высокой дефектности (Раков, 2016).

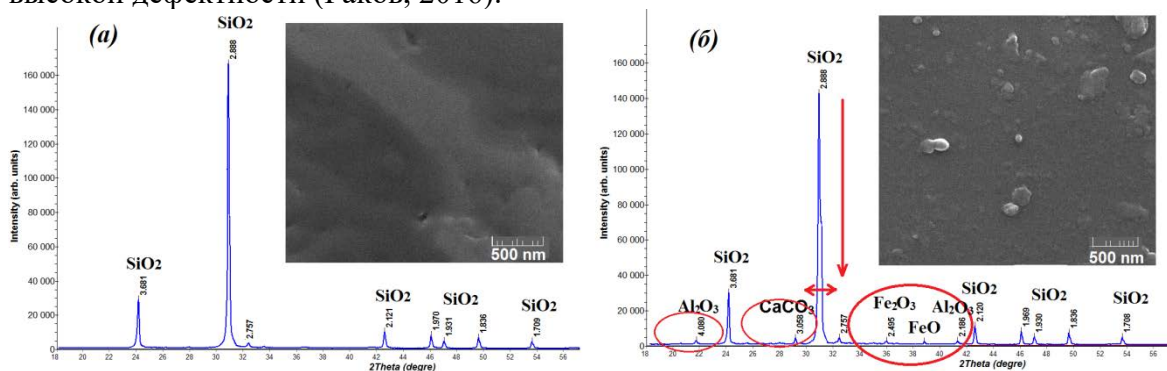


Рис. 1. Особенности состава и строения: а) монокристалл кварца; б) кварцитопесчаник зеленосланцевой степени метаморфизма

На рисунке 2 б отражена морфология поверхности кварцитопесчаника, отличающаяся рыхлой, дефектной структурой, наличием дислокаций, которая позволяет снизить энергоёмкость при производстве строительных материалов (Lesovik, 2015).

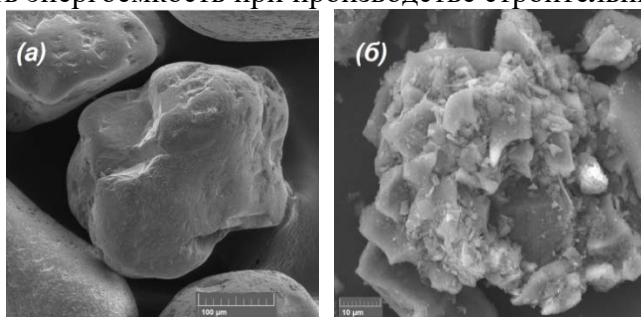


Рис. 2. Морфология поверхности частиц: а – кварцевый песок; б – кварцитопесчаник

С учетом данных генезиса, состава и свойств высокопрочных горных пород сформулирован «Закон подобия», применение которого позволило получить строительные композиты, не имеющих аналогов в мире. Использование этих фундаментальных знаний позволяет на основе новых видов энергосберегающего сырья, разрабатывать природоподобные технологии получения строительных композитов нового поколения.

The work is realized in the framework of the RFBR according to the research project № 18-29-24113, № 18-03-00352.

Список литературы

- Лесовик В.С. Геоника (геомиметика). Примеры реализации в строительном материаловедении. Белгород. 2016. 206 с.
- Горшков В.С., Савельев В.Г., Федоров Н.Ф. Физическая химия силикатов и других тугоплавких соединений. Изд-во: Высшая школа. 1988. 400 с.
- Lesovik V.S., Zagorodnyuk L.K., Mestnikov A.E., Kudinova A.I., Sumskoj D.A. Designing of mortar compositions on the basis of dry mixes // International Journal of Applied Engineering Research. 2015. Vol.10(5). Pp. 12383–12390.
- Раков Л.Т., Дубинчук В.Т., Скамницкая Л.С., Щипцов В.В. Подвижные примеси в кварце Карело-Кольского региона // Труды Карельского научного центра РАН. 2016. № 10. С. 100–110.

РАЦИОНАЛЬНОЕ НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЕ: ЗАДАЧИ ПРИКЛАДНОЙ МИНЕРАЛОГИИ

Ожогина Е.Г. (ojogina@vims-geo.ru), Пирогов Б.И.

Московское отделение РМО. Всероссийский институт минерального сырья
им. Н.М.Федоровского

RATIONAL NEDROPOLZOVANIE: THE TASKS OF APPLIED MINERALOGY

Ozhogina E.G., Pirogov B.I.

Moscow Branch of the RMS. All-Russian scientific research institute of mineral resources
named after N.M. Fedorovsky

Рациональное недропользование, предусматривающее изучение, освоение, использование природных ресурсов, а также ликвидацию возникающих при этом экологических последствий, является основой устойчивого развития общества. Известно, что государство и общество получают наибольший социально-экономический эффект именно от использования запасов полезных ископаемых. В связи с этим значительное внимание уделяется геологоразведочным работам, неотъемлемой частью которых всегда являлись минералогические исследования.

В современных условиях прикладные минералогические исследования ориентированы на определение качественных характеристик руд месторождений (вещественного состава, выдержанности оруденения в геологических контурах, технологических свойств полезных ископаемых). При этом следует отметить, что задачи, решаемые в рамках основных направлений прикладной минералогии (поисковой и технологической), по прежнему остаются актуальными, однако границы между ними стерлись. Это связано с тенденцией к ухудшению качества минерального сырья, низкой вероятностью открытия новых крупных месторождений, вовлечением в переработку горнопромышленных отходов, что требуют разработки принципиально новых технологий добычи и переработки полезных ископаемых – экономически выгодных и комплексных, обеспечивающих извлечение всех полезных минералов с минимальными потерями.

Современная концепция прикладной минералогии определяет новые методы и подходы к освоению минерального сырья; ее основной целью является создание научных и методических основ рационального использования полезных ископаемых (Ожогина, 2018).

Сегодня четко обозначились проблемы, которые необходимо решать в рамках прикладных минералогических исследований. Главными из них являются: прогноз качества сырья на ранних стадиях геологоразведочных работ и технологических показателей при его переделе, интерактивный контроль этих показателей методами минералогического анализа; априорная оценка экологических последствий промышленной переработки полезных ископаемых и разработка эффективных мероприятий, устраняющих эти последствия.

Большинство современных руд черных, легирующих, цветных, редких и благородных металлов отличаются многообразием минеральных типов и сложностью вещественного состава, что не только в определенной степени затрудняет их изучение, но и влияет на качество минералогической информации, необходимой для оценки промышленной значимости объекта и определения его дальнейшей судьбы (Ozhogina, Kotova, 2019). Поэтому достоверность оценки полезных ископаемых сегодня обеспечивается методически обоснованным комплексом методов минералогического анализа руд и горных пород, требующим в свою очередь современной приборной базы.

Как показывает опыт, интенсивное развитие физических методов исследования и новые подходы к изучению рудного сырья, направленные на его комплексное использование, позволяют получать новую, более полную минералогическую информацию (Ожогина, Пирогов, 2020). Это отчетливо видно при исследовании объектов, которые изучались в середине прошлого века и были отнесены к неперспективным, а в настоящее время в свете более полных минералогических данных ставится вопрос об их промышленном освоении (например, комплексные железные руды Урала). Вовлечение в переработку нетрадиционного минерального сырья также связано с глубоким минералогическим изучением, позволяющим создать рентабельные технологии его добычи и переработки. В первую очередь это относится к горнопромышленным отходам (вскрышные породы, некондиционные руды, продукты переработки: шлаки, шламы и пр.), которые в значительной степени могут расширить минерально-сырьевую базу черных, цветных, редких металлов и найти широкое применение, например в строительной индустрии (Kotova, Ozhogina, 2019).

В заключение следует отметить, что сегодня в основу минералогических исследований положены методические подходы, предполагающие получение минералогической информации на всех стадиях геологоразведочных работ о сырьевом объекте от изучения особенностей рудного тела месторождения относительно пространственной концентрации полезных металлов до выявления минералогических факторов, позволяющих определять качество полезных ископаемых: химический, минеральный, гранулярный составы руды, горной породы, характер взаимоотношения минералов, вторичные изменения и их интенсивность, баланс распределение полезных элементов по минералам руды и (или) горной породы.

Список литературы

Ожогина Е.Г. Современные проблемы и перспективы развития технологической минералогии // Разведка и охрана недр. 2018. № 10. С.3-6.

Ozhogina, E. Kotova, O. (2019): New methods of mineral processing and technology for the progress of sustainability in complex ore treatment. Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum, pp. 32-40, 2-s2.0-85059377649

Пирогов Б.И., Ожогина Е.Г. Принципы и методы технологической минералогии при переработке твердых полезных ископаемых // Вестник геонаук. 2020. № 2 (302). С.11-12
Kotova O., Ozhogina E. Applied mineralogy of mining industrial wastes. 14th International congress for applied mineralogy (ICAM 2019). Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences". 2019. pp. 103–106. (doi: 10.1007/978-3-030-22974-0_23).

ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛОГИИ

**Ожогина Е.Г.^{1,2} (ojogina@vims-geo.ru), Чекушина Т.В.² (chekushina_t@ipkonran.ru),
Шадрунова И.В.² (shadrunova_i@ipkonran.ru)**

Московское отделение РМО. ¹Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М.Федоровского, ²Институт проблем комплексного освоения недр им. академика Н.В.Мельникова РАН

PROSPECTS FOR THE DEVELOPMENT OF THE ECOLOGICAL MINERALOGY

Ozhogina E.G.^{1,2}, Chekushina T.V.², Shadrunova I.V.²

Moscow Branch of the RMS. ^{1,2} All-Russian scientific research institute of mineral resources named after N.M. Fedorovsky, ² Institute of Comprehensive Exploitation of Mineral Resources named after N.V. Melnikov RAS

Промышленное освоение минерально-сырьевых объектов непременно сказывается на окружающей среде и является объективным фактором экологической опасности. Выявлением и изучением механизмов и закономерностей воздействия природных и техногенных процессов на биоту занимается геоэкология, поэтому в решении экологических задач широко задействованы геологические науки. Экологическая минералогия является составной частью геоэкологии и самостоятельным направлением прикладной минералогии. Долгое время экологические проблемы рассматривались в рамках технологической минералогии. И только в конце прошлого века, когда однозначно было установлено, что реальную экологическую опасность в природных и техногенных экосистемах представляет не валовое содержание элементов-токсикантов, а форма их нахождения, экологическая минералогия приобрела статус самостоятельного направления.

Вовлечение в переработку бедного сырья, отличающегося трудной обогатимостью и высоким выходом отходов, требующим глубокого минералогического изучения, необходимого для создания безотходных технологий его добычи и передела, способствует интенсивному развитию экологической минералогии.

Задачи экологической минералогии сегодня весьма разнообразны: от оценки крупномасштабных последствий промышленного освоения месторождений полезных ископаемых до установления источника загрязнения конкретных объектов, от выявления минералогических критериев техногенного воздействия на среду обитания человека до изучения механизма взаимодействия биологических и минеральных видов (Чантурия и др., 2016). Не менее разнообразны объекты экологической минералогии: депонирующие среды природного и техногенного происхождения (горные породы, почвы, донные осадки, отходы добычи и переработки твердых полезных ископаемых, пыль, воздух, вода, снег, растения, животные, человек, продукты сельскохозяйственного производства и пр.). Учитывая, что форма нахождения элементов, в том числе вредных и опасных в экосистемах может быть разная (самостоятельные фазы, изоморфные замещения в структуре минералов, сорбционная), весьма важно ее достоверно идентифицировать, что позволит принять правильные стратегические и тактические решения при экологической оценке окружающей среды.

Наиболее крупными по значимости являются исследования техногенного сырья (горнопромышленных отходов), позволяющие решить вопрос об его вторичном использовании или способах ликвидации. Такие исследования обычно осуществляются комплексом минералого-аналитических методов, среди которых доминируют количественные методы минералогического анализа. (Ожогина и др., 2017).

При проведении таких работ обычно внимание уделяется непосредственно отходам и в большинстве случаев просто забывают о потенциальных источниках экологического воздействия на окружающую среду при промышленном освоении месторождений: геологоразведочный комплекс, горная добыча, кучное и шахтное выщелачивание, подземное скважинное выщелачивание, скважинная гидродобыча, и обогатительный комплекс. А именно эти источники определяют основные виды воздействия: газо-аэрозольное и пылевое, гидродинамическое, гидрохимическое, механическое, радиационное, химическое, шумовое и сейсмическое, тепловое, отчуждение и изъятие земель, изъятие ресурсов недр, нарушение природного ландшафта (Россман и др., 2000). Как показывает опыт, при изучении этих воздействий на экосистемы физические методы минералогического анализа становятся ведущими, так как позволяют установить минеральные формы твердофазных образований, характер распространения в среде, и при необходимости особенности реального состава и строения, практически независимо от размера индивидов или агрегатов. Рассматривая две стороны одной проблемы в едином ключе, используя оптимальный комплекс методов минералогического анализа, можно получить весьма ценную, а иногда и уникальную по значимости информацию, способствующую решению экологических проблем.

Учитывая, что антропогенное воздействие на объекты литосферы настолько велико и его последствия нередко бывают весьма негативными, следует постоянно уделять внимание экологическим вопросам, связанным с определением форм нахождения элементов, в первую очередь, вредных и опасных, их содержания и характера распределения.

Список литературы

Чантурия В.А., Ожогина Е.Г., Шадрунова И.В. Задачи экологической минералогии при освоении недр земли //Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2016. № 5. С. 193-196).

Ожогина Е.Г., Шадрунова И.В., Чекушина Т.В. Роль минералогических исследований в решении экологических проблем горнопромышленных районов // Горный журнал. 2017. № 11. С. 105-110.

Россман Г.И., Н.В.Петрова, Самсонов Б.Г. Экологическая оценка рудных месторождений (методические рекомендации). Минеральное сырье, № 9. М: ВИМС. 2000.150 с.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ МАТЕРИАЛОВЕДЕНИЕ: ЗАДАЧИ И ПЕРСПЕКТИВЫ

**Ожогина Е.Г. (ojogina@vims-geo.ru), Жукова В.Е., Якушина О.А., Сычева Н.А.,
Иоспа А.В., Барнышева Т.А. (mineralogy@vims-geo.ru)**

Московское отделение РМО, Всероссийский научно-исследовательский институт
минерального сырья им. Н.М.Федоровского, Москва

MINERALOGICAL MATERIAL SCIENCE: CHALLENGES AND PROSPECTS

**Ozhogina E.G., Zhukova V.E., Yakushina O.A., Sycheva N.A.,
Iospa A.V., Barnysheva T.A.**

Moscow Branch of the RMS. All-Russian scientific research institute of mineral resources
named after N.M. Fedorovsky, Moscow

Объективная ситуация в современном обществе, связанная с созданием многочисленных и разнообразных материалов, удовлетворяющих потребности человека, непременно способствует развитию и совершенствованию материаловедения. Специфической особенностью современного материаловедения является его междисциплинарность, прикладная минералогия является одной из его важных составляющих. В последние десятилетия практически сформировалось самостоятельное направление прикладной минералогии - минералогическое материаловедение, в рамках которого разрабатываются принципы выбора и создания материалов из минерального сырья, включая отходы его добычи и переработки.

У истоков формирования минералогического материаловедения стояли ведущие ученые России – В.И. Вернадский, А.Е. Ферсман, Н.М. Федоровский, И.П. Бардин, четко обозначившие проблему этой дисциплины – комплексное использование минерального сырья.

Сегодня круг задач, решаемых в рамках минералогического материаловедения, достаточно значительный. В большинстве своем эти задачи пересекаются или дополняют задачи технологической минералогии. Главными сегодня являются:

-комплексное использование минерального сырья за счет безотходных технологий его добычи и переработки;

-использование экологически дружелюбных технологий получения материалов различного назначения из минерального сырья природного и техногенного происхождения;

-создание материалов, обладающих благоприятным сочетанием эксплуатационных свойств и себестоимостью изготовления;

-близость сырьевых объектов к предприятиям, изготавливающим материалы с заданными составом, строением, свойствами (Верхотуров, Ершова, 2005, Жукова и др. 2019).

Минералогическое изучение полезных ископаемых является обязательной составляющей в комплексе работ, определяющих стратегию их освоения и использования в отечественной промышленности. Достоверная минералогическая информация позволяет прогнозировать поведение сырья в процессах добычи и переработки на основании его природных особенностей, определять качество конечной продукции, контролировать ход производственных процессов при изготовлении материалов различного назначения, включая внесение изменений в используемые технологии, оценивать потребительские свойства готовых изделий. В зависимости от особенностей объекта исследования и решаемых задач применяется определенный комплекс физических методов минералогического анализа.

В последние годы объем работ, выполняемых Всероссийским научно-исследовательским институтом им. Н.М.Федоровского, в области минералогического материаловедения резко возрос и они стали более разнообразными. Это и работы по изучению вещественного состава исходного сырья, используемого при изготовлении, например, керамических изделий (кирпича, плитки, огнеупоров и пр.), природных горных пород (гранита, гранодиорита, габбро, базальта, мрамора и т.д.), применяющихся в различных отраслях строительной индустрии. Особое значение в современных условиях в связи с требованиями Всемирной организации здравоохранения имеют работы по диагностике и определению характера локализации хризотил-асбеста в природных и антропогенных средах, не менее важно определение его в депонирующих средах, прежде всего, в воздухе (Recovery of mining waste..., 2019).

Интересны в научно-методическом плане минералогические исследования, сопровождающие производство керамических кирпичей на одном из российских заводов, позволившие проследить изменение фазового состава изделий, которые начинаются уже на этапе сушки и продолжаются при их обжиге и охлаждении и оказывают влияние на свойства кирпичей. По мере повышения температуры обжига практически полностью изменяются фазовый состав кирпичей и одновременно характер их пористости, под действием спекания образуется стеклофаза. Всестороннее изучение исходного сырья и используемых при производстве кирпичей добавок позволяют прогнозировать их физико-механические показатели: цвет, водопоглощение, огнеупорность, морозостойкость и пр. (Жукова и др., 2019.)

Практическое значение имеют работы, связанные с анализом фрикционной составляющей композиционных противогололедных материалов, широко используемых на объектах дорожного хозяйства, во внутриквартальных проездах и дворах Москвы. В течение всего времени после перехода к применению мраморной крошки взамен ранее использовавшихся песка и гранитной крошки, ВИМС проводит минералогическое сопровождение, в рамки которого входит определение минерало-петрографического и гранулярного составов крошки, содержания зерен изометрической, пластинчатой и игловатой формы, а также пылевидных частиц. Каждый из этих показателей имеет самостоятельное значение. Минеральный состав показывает не является ли данная продукция контрафактной, гранулярный (зерновой) состав отвечает за здоровье человека и сохранность дорог. Морфоструктурные характеристики зерен и их соотношения также важны для здоровья человека, так как длительное ингалирование пыли с высоким содержанием удлиненных зерен приводит к повреждению дыхательных путей (Глушко и др., 2018).

Список литературы

Верхотуров А.Д., Ершова Т.Б. Минералогическое материаловедение новый раздел науки о материалах // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). 2005ю № 9.С.205-212.

Минералогическое материаловедение (производство керамических изделий) / В.Е. Жукова, Е.Г. Ожогина, И.Б. Бондарчук и др. // Минерало-технологическая оценка новых видов минерального сырья. Сб. статей по материалам докладов XII Российского семинара по технологической минералогии. Петрозаводск: Кар НЦ РАН. 2019. С. 60-63.

Recovery of mining waste in the complex development of mineral resources: The monograph / Eds. by V.A. Chanturia and I.V. Shadrinova. – Moscow: Publishing house Sputnik +, 2019. – 120 p.

Глушко А.Н., Голостова Н.А., Ретивов В.М. Развитие современной базы композиционных материалов инновационного содержания дорог // Разведка и охрана недр.2018.№ 10. С.59-62.

ПОТЕНЦИАЛ ПРОМЫШЛЕННЫХ МИНЕРАЛОВ СЕВЕРА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ
РОССИИ

Щипцов В.В.¹ (vv.shchiptsov@gmail.com), Бурцев И.Н.², Жиров Д.В.³

Карельское отделение РМО. Институт геологии КарНЦ РАН¹; Сыктывкарское отделение РМО, Институт геологии КомиНЦ УрО РАН², Кольское отделение РМО. Геологический институт КНЦ РАН³

POTENTIAL OF INDUSTRIAL MINERALS OF THE NORTH OF THE EUROPEAN PART
OF RUSSIA

Shchiptsov V.V.¹, Burtsev I.N.², Zhirov D.V.³

Karelian Branch of the RMS, Institute of Geology, Karelian RS RAS¹; Syktyvkar Branch of the RMS, Institute of Geology, Komi SC RAS²; Kola Branch of the RMS, Geological Institute, KSR RAS³

В мировой практике используется большая группа полезных ископаемых под названием «industrial minerals» (промышленные минералы). Под промышленными минералами подразумевают обширную группу полезных ископаемых, т.е. все минеральное сырье, которое человек извлекает из недр, кроме энергетических видов сырья, металлов, воды и самоцветов, и может использовать в промышленности благодаря определенным физическим и химическим свойствам.

Геологическое строение континентальной части Европейского Севера определено длительной историей геологического развития от 3.5 млрд до современного периода. Это фундамент Восточно-Европейской платформы (Фенноскандинавский щит), сложенный докембрийскими образованиями, полого погружающимися под осадочный чехол Русской плиты, сменяющейся Тимано-Печорской плитой с рифейским основанием. Минерагения докембрийских и фанерозойских областей имеет контрастные черты формирования. Промышленные минералы представлены большой и разнообразной по генезису и по возрасту группой месторождений и крупных проявлений.

Колмозерское месторождение сподумена с попутными Nb, Ta и Be, расположенное в северо-восточной части Фенноскандинавского щита, является крупнейшим месторождением редкометалльных пегматитов России, на долю которого приходится 26% запасов лития страны. Оно локализовано в метагаббро-анортозитах архейского возраста.

Общая протяженность выходов на поверхность продуктивного пласта кианитовых сланцев в северном и южном крыльях Кейвского синклинория достигает 420 км. Кейвский метаморфогенный тип глиноземистой формации щита, представленный кианитовыми сланцами неоархея нижнего продуктивного пласта, по своим масштабам несравним ни с одним из других известных в мире месторождений высокоглиноземистого сырья.

Шунгитовые комплексы представляют собой древние углеродсодержащие породы Карелии с возрастом порядка 2 млрд. лет, не имеющие аналогов в геологической истории нашей Земли по форме проявлений и гигантским промышленным запасам. Они широко распространены в Заонежье. Прогнозные ресурсы более 4 млрд тонн углерода, среди которых приоритет имеет Зажогинское рудное поле площадью 240 км² с двумя действующими карьерами.

Хибинский щелочной плутон является собой самой крупной в мире интрузией нефелиновых сиенитов, мейтельгит-уртитов и апатито-нефелиновых пород площадью 1327 км². Массив характеризуется сложной и многофазной интрузией, сформировавшейся в процессе неоднократных внедрений щелочной магмы по системам кольцевых и

конических разломов герцинского периода. В настоящее время добычу и переработку апатит-нефелиновых руд осуществляют две компании – Кировский филиал АО «Апатит» - ФосАгро (КФ АО «Апатит») и АО «Северо-Западная фосфорная компания» (АО «СЗФК»).

Ковдорский массив площадью около 40.5 км², (вместе с метасоматически переработанными гнейсами в ореоле фенитизации – около 60 км²) представляет собой интрузию рудоносной формации ультраосновных щелочных пород с карбонатитами. Бурением он вскрыт до глубин не многим более 2 км. На площади Ковдорского массива выявлено пять промышленных месторождений: комплексное бадделеит-apatит-магнетитовое (магнетитовых и апатитовых руд), флогопит-вермикулитовое (месторождения являются крупнейшими в мире), апатитовых карбонатитов, оливинитовое и штаффелитовое. Из них сегодня эксплуатируются месторождения магнетитовых и апатитовых руд, а также штаффелитовое.

Архангельские кимберлиты с возрастом от 360 до 380 млн лет – это второй после Якутии алмазодобывающий регион в России. В западной группе находится первый в Европе алмазный рудник имени Ломоносова, который охватывает шесть отдельных кимберлитовых трубок.

Стратиформные рудные залежи Хойлинского месторождения баритов, приуроченные к верхам песчано-сланцевой толщи пагинской свиты, составляют 30 % всех запасов барита в РФ и 14 % всех запасов, сосредоточенных в западной Европе.

Каолинитовые глины территории Среднего и Южного Тимана визейского яруса нижнего карбона образуют новую перспективную каолинитовую провинцию. Это первые проявления каолинов в России, которые могут использоваться в качестве наполнителя при производстве бумаги.

На территориях Ямало-Ненецкого автономного округа и Республики Коми располагается крупнейшая в России Приполярноуральская кварцевожильно-хрусталеносная провинция, включающая основные российские запасы и ресурсы прозрачного жильного кварца, горного хрусталя и пьезооптического кварца.

В Республике Коми соли представлены Сереговским и Верхнепечорским месторождениями, а также проявлениями верхнеордовикской галогенной формации Косью-Роговской впадины. Каменная соль Сереговского месторождения обеспечивает запасы не только Республике Коми, но и весь Европейский Север России. В Онежской параметрической скважине в интервале 2944,0–2750,8 м вскрыта каменная соль (преимущественно галит). Возраст галитовой толщи, по данным Rb-Sr метода, 2216±68 млн лет – это самые древние, из известных на сегодняшний день, соленосные отложения Земли.

Ярегское месторождение титана принадлежит к месторождениям-гигантам. Вместе с крупным Водненским рудопроявлением, другими рудопроявлениями месторождение образует крупный Ярегско-Водненский редкометалльно-титановый рудный узел. Россыпные промышленные концентрации титановых минералов приурочены к комплексу средне-верхнедевонских отложений, залегающих на поверхности метаморфизованных пород верхнепротерозойского структурного этажа, сохранивших следы выветривания и размыва.

Наличие минерально-сырьевой базы стимулирует совершенствование технологических решений для достижения комплексной малоотходной или безотходной переработки горной масс.

Работа выполнена в рамках тем НИР Института геологии КарНЦ РАН, Института геологии КомиНЦ УрО РАН, Геологического института КНЦ РАН.

ПРОМЫШЛЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ СИЛЛИМАНИТОВОЙ ГРУППЫ
ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Щипцов В.В. (vv.shchiptsov@gmail.com), Войтеховский Ю.Л.

Карельское отделение РМО. Институт геологии КарНЦ РАН
Санкт-Петербургское отделение РМО, Санкт-Петербургский горный университет

INDUSTRIAL MINERALS OF THE SILLIMANITE GROUP OF THE
FENNOSCANDINAVIAN SHIELD

Shchiptsov V.V., Voytekhovsky Yu.L.

Karelian Branch of the RMS, Institute of Geology, Karelian RS RAS, Russia
Saint-Petersburg Branch of RMS, St. Petersburg Mining University, Russia

Группа силлиманитовых минералов включает кианит, силлиманит, андалузит, модификации одного и того же состава вещества, но с характерными особенностями кристаллических структур - координационное число 6 (для кианита) $Al_2(SiO_4)O$, 4 (для силлиманита) $Al(AlSiO_5)$, 5 (для андалузита) $AlAl(SiO_4)O$.

Все модификации имеют промышленное значение. Ввиду того, что пальма первенства в алюминиевой промышленности принадлежит бокситовым рудам, из которых технологически возможно и целесообразно извлекать алюминий, то минералы силлиманитовой группы, как правило, принадлежат к стандартным промышленным минералам. Кианит прочно занял нишу на мировом рынке благодаря тому, что он не имеет конкурентов по коэффициенту расширения. Важным свойством кианита является его переход при обжиге в муллит. Муллит –компонент искусственных технических продуктов, устойчивый до температуры 1850°C. Муллитовая керамика основана на химическом синтезе кварца и оксида алюминия.

По запасам и ресурсам руд минералов группы силлиманита Россия занимает первое место в мире. Запасы составляют 4 млрд. тонн, а прогнозные ресурсы достигают 19 млрд. тонн. Глиноземистая (кианитовая) формация щитов и древних платформ на Фенноскандинавском щите представлена метаморфоженным, кейвским типом. Такое определение возникло в силу того, что кианитовые месторождения размещены территориально в рамках Кейвского террейна. Они по своим масштабам несравнимы ни с одним из других известных в мире месторождений высокоглиноземистого сырья, а по геологическим запасам превосходят все другие месторождения вместе взятые. Запасы кианитовых руд в Кейвах сосредоточены на крупных месторождениях, показанных на рис. Они связаны с кианитовыми сланцами нижнего продуктивного пласта пачки Б свиты кейв неoarхея. Характерной особенностью пород являются темно-серый цвет, общая повышенная концентрация кианита и многообразие форм его развития.

Общая протяженность выходов на поверхность продуктивного пласта кианитовых сланцев в северном и южном крыльях Кейвского синклинория достигает 420 км. В наиболее перспективных участках (общей протяженностью 37 км) мощность продуктивного пласта возрастает до 60-80 м, одновременно повышается содержание кианита в рудах до 35-40%. В таких раздувах формируются месторождения, относимые к категории богатых руд высокоглиноземистого сырья.

На севере Карелии в архейской структуре Северо-Карельского зеленокаменного пояса сформировано на площади более 5 кв. км Хизоваарское кианитовое поле с характерными морфогенетическими типами кианита – игольчатый, радиально-лучистый и сноповидно-лучистый. К потенциальному и оцененному объекту относятся

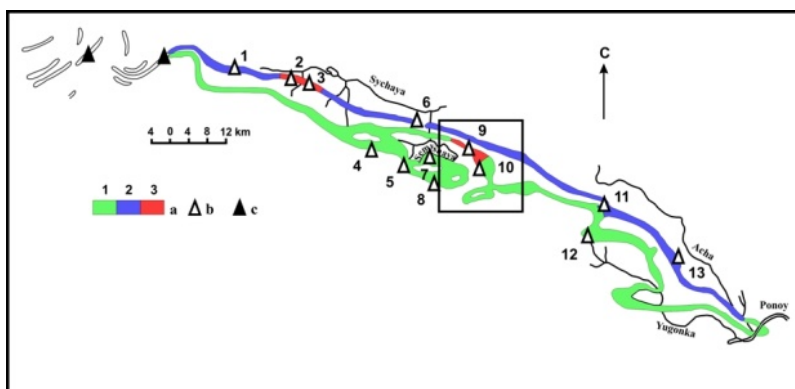


Рис. Распределение главных месторождений кианита и силлиманита на Кейвах.

а – типы руд в кианитовых и ставролит-кианитовых сланцах: волокнисто-игольчатые (1), параморфические (2), крупно-конкреционные (3); б – месторождения кианита; с – месторождения силлиманита. Месторождения: 1 – Воргельурта; 2 – Тавурта; 3 – Тяпышманюк; 4 – Червурта; 5 – Большой Ров; 6 – Безымянная; 7 – Западная Курпурта; 8 – Ягельурта; 9 – Шуурурта; 10 – Восточная Червурта; 11 – Кайпурта; 12 – Нусса; 13 – Манюк

шесть залежей кианит-серицит-кварцевых, кианит-кварцевых сланцев и кианитовых кварцитов метаморфогенно-метасоматического типа месторождения «Южная линза». Общая вытянутость этих залежей в северо-восточном – восточном направлении составляет расстояние до 900-950 м при мощности 80-100 м. Руды содержат 50-80 % кварц, 10-49 кианит, рудные – 0-15 %, второстепенные минералы – серицит, плагиоклаз. Руды хорошо обогащаются.

По результатам исследований Геологической службы Финляндии в базу данных включены пять малых месторождений кианита - Kivisuo, Kapteeninautio, Hirvivaara, Nonkamäki, Hallavaara. В период 1973 and 1981, Partek Corp. вела добычу андалузитсодержащих слюдяных сланцев на месторождении Mantovaara для использования в цементном производстве. В это же время были оценены андалузитовые проявления Rantakylä, Tohmajärvi; Leteensuo, Nattula; and Kutemajärvi, Orivesi.

До 1993 года на юге Швеции разрабатывалось месторождение кианита Hålsjöberg компанией Svenska Kyanite AB, но не выдержав конкуренции на западном рынке со стороны американских производителей, разработка карьера приостановлена. Кроме упомянутого месторождения, в базе содержится месторождение кианитовых кварцитов Hökensås. В районе Шеллефтео обнаружены крупные проявления андалузитов, которые образовались в результате интенсивных изменений протерозойских супракрустальных пород - Boliden, Mångfallberget, Säter, Nyborg. Серицит-кварцевые и мусковит-серицитовые сланцы содержат 30-40% андалузита. Почти весь полевой шпат замещен слюдой. 33-57% породы состоит из чешуйчатого мусковита (0.05 – 0.5 мм) и кварца (0.1 – 0.3 мм). Теоретически могут быть достигнуты высокие показатели обогащения: Al_2O_3 - 60%, Fe_2O_3 – 0.8%.

В Норвегии в базу данных входит месторождение Gullsteinberget, проявленное в виде докембрийских окон в каледонидах и связанное с кислотным выщелачиваем (аналог Хизоваарского месторождения). В программе исследования HPQ кварца отмечен ряд объектов на кварц и кианит - Knøssberget, Kjekssberget, Sornbrua, Tverrådalen, Juovvačorrú и Nasafjellet.

Основной потенциал промышленных минералов силлиманитовой группы связан с неархейскими комплексами восточной части Фенноскандинавского щита.

Работа выполнена по теме НИР ИГ КарНЦ РАН № госрег.АААА-А18-118020290175-2.

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ЛАНДШАФТА – ДОСТИЖЕНИЯ И ПРОБЛЕМЫ

Юргенсон Г.А. (yurgga@mail.ru)
Читинское отделение РМО, ИПРЭК СО РАН.

MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY OF THE LANDSCAPE - ACHIEVEMENTS AND CHALLENGES

Yurgenson G.A.
Chita Branch of the RMS, INREC SB RAS

По определению В.И. Вернадского геохимия есть наука минералогическая. Поэтому геохимия ландшафта как специфический её раздел в косной и биокосной её составляющих также имеет минеральную природу. Если в почвоведении минералогия еще со времен В.В. Докучаева была одной из его основ, то в геохимии ландшафта как таковой современные географы, в чьем ведении в составе физической географии она оказалась, в основном оперируют лишь данными о поведении химических элементов. В настоящее время, когда природные ландшафты в значительной своей части в результате деятельности человека как в пределах горно-промышленных, так и селитебных территорий во многом изменены, и переход химических элементов в миграционное состояние с последующим концентрированием на геохимических барьерах определяется их минеральными формами, роль минералогических исследований в геохимии ландшафта становится определяющей.

Особенно велика роль минералогических исследований для понимания явления геотехногенеза в исторических горнопромышленных провинциях, к которым относятся Урал, Алтай и Забайкалье, где горная промышленность функционирует более трех столетий. В 1698 году в Забайкалье был построен первый в России Аргунский, в 1704 году переименованный в Нерчинский, сереброплавильный завод, перерабатывавший полиметаллические руды, содержащие Pb, Zn, As, Bi, Sb, Ag, Au, Cd, S, Se, Te, Tl и другие химические элементы. К концу XVIII века таких заводов было уже около десятка. В последующем времени на территории Забайкалья действовало около 50 рудников и горно-обогачительных комбинатов, годовая производительность обогачительных фабрик которых достигала млн т. В результате отходы горного производства, слагающие геотехногенные ландшафты, составил более 3 миллиардов т.

В связи с необходимостью изучения геохимии накопленных отходов горного производства и их влияния на окружающую среду, а также процессов и форм миграции и концентрирования химических элементов в цепи горная порода (руда)→зона гипергегеза (кора выветривания)→почва (технозем)→биота в 2001 году эта проблема стала важнейшей для научно-образовательной лаборатории Минералогии и геохимии ландшафта, созданной совместными решениями Ученых советов Забайкальского университета и Института природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН. По инициативной программе НИР при участии комиссии по современному минералообразованию РМО она проводит комплексные минералого-геохимические, ландшафтно-геохимические и ботанико-биогеохимические исследования в пределах Шерловогорского, Хапчерангинского, Джидинского, Балейского, Нерчинского, Давендинского и других (Забайкалье), Карамкенского (Примагаданье) горно-рудных районов, находящихся в различных ландшафтно-географических зонах. На примере Шерловогорской природно-антропогенной горно-промышленной зоны, являющейся уникальной по набору и особенностям природных геохимических аномалий, спектру полезных ископаемых (Sn, W, Bi, Pb, Zn, Be, Cd, Sc, In, ювелирные камни) и

разнообразие почв и растений в геотехногенных массивах установлено интенсивное современное минералообразование, контролируемое изменениями физико-химических и погодно-климатических условий.

В техногенных массивах, хвостохранилищах, слагающих существенную часть геотехногенного ландшафта выявлено около 40 минеральных видов, образующихся на испарительных геохимических барьерах из водотоков, дренирующих их. Минералообразованию предшествует интенсивный вынос большинства химических элементов из геотехногенных массивов в форме истинных и коллоидных растворов. Происходит очищение водотоков от ряда компонентов, выпадающих из них на геохимических барьерах, при этом уменьшается геоэкологическая опасность. Среди новообразованных минералов, образующихся из водотоков, не выявлены: собственные минералы мышьяка, свинца, сурьмы, что связано с особенностями миграции и концентрирования этих элементов на геохимических барьерах. Соотношения содержаний их в рудах и водоемах, образуемых этими водотоками, различается на порядки. Арсенаты редких земель, свинца, железа, висмута развиты на рудных складах.

Преобладают сульфаты Fe, Zn, Cu, Mg, Ca, Mn, Co и Ni. Обнаружены сульфаты циркония. Развиты сульфаты со сложным катионным составом и переменным числом молекул кристаллогидратной воды. Почти половина развитых здесь гипергенных сульфатов Zn купоросные минералы, растворимые в воде, образующиеся в современных условиях путем кристаллизации из холодноводных растворов. Это представители группы кизерита (ганнингит), леонгардита (бойлеит), гексагидрита (бианкит), госларита (госларит) и мелантерита (цинкмелантерит). В отдельности перечисленные сульфаты цинка еще слабо изучены. Это связано с тем, что, во-первых их мономинеральные агрегаты образуются редко, и, во-вторых, они имеют белую окраску или бесцветны, что не позволяет их однозначно визуально идентифицировать. Обычно они ассоциируют с теми из сульфатов, которые образуются из многокомпонентных растворов на испарительных геохимических барьерах или в условиях резкой смены концентраций строящих их химических элементов. Наряду с сульфатами Zn с переменным числом молекул кристаллогидратной воды развиты такие же ряды сульфатов Mg, Cu, Fe, Mn, Co. В результате наблюдений в зоне криоминералогенеза и физико-химического моделирования определено, что число молекул кристаллизационной воды возрастает с понижением температуры в минералообразующей системе. В геотехногенных ландшафтах развиты минералы сложного состава с катионами разной валентности одного и того же элемента или их групп. Причины этого еще не ясны и требуют изучения. В последнее время в результате типохимического анализа минералого-геохимической специфики геотехногенных ландшафтов территорий с различным формационным типом разрабатываемых месторождений определена их взаимосвязь. В Забайкалье выделены 3 группы геохимических ландшафтов: мышьяковые, мышьяково-сурьмяные и безмышьяковые. К первым двум отнесены золоторудные, олово-полиметаллические, полиметаллические и вольфрамовые с шеелитом формационные типы, ко второй – молибденовые и вольфрамитовые грейзеновой формации. Одной из важнейших, проблем геохимии и минералогии ландшафта видится необходимость изучения форм нахождения химических элементов в растениях в их корневых системах, в стеблях и листьях в форме фитолитов. Другая проблема касается концентрация и форм нахождения их в желчных и мочевых камнях человека в зависимости от геохимических особенностей ландшафта. Такие исследования в Забайкалье уже начаты.

МОРФОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ: ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА РЕНТГЕНОВСКОЙ ТОМОГРАФИИ

Якушина О.А. (yak_oa@mail.ru), Хозяинов М.С. (mkhoz@mail.ru)
Московское отделение РМО, ГБОУ ВО «Университет «Дубна», Дубна

X-RAY COMPUTED TOMOGRAPHY FOR MORPHOSTRUCTURAL ANALYSIS OF MINERAL RAW MATERIAL

Yakushina O.A., Khozyainov M.S.
Moscow Branch of the RMS, Dubna University, Dubna

Задача исследования минерального сырья – иметь наиболее полные, объективные, достоверные экспериментальные данные: петрофизические, физико-механические, текстурно-структурные, его минеральный (фазовый) состав. Рентгеновская томография, получившая известность как метод в медицине (КТ), применяется сегодня в науках о Земле ввиду ряда своих возможностей и преимуществ: метод неразрушающий, позволяет получать количественные данные, индифферентен ряду ограничений диагностики ввиду близости физических свойств, например, оптических констант минералов, или в них тонкодисперсных и рентгеноаморфных минералов и их агрегатов (Вайсберг и др., 2018; Хозяинов и др., 1995; Munawar *et al.* 2018).

Разработка технологий переработки любых руд основывается на данных о вещественном составе и особенностях строения минеральных агрегатов и текстурно-структурных данных. В промышленную переработку все больше вовлекаются тонкодисперсные и бедные руды, рудные минералы которых имеют сложные морфоструктурные характеристики. Особенности состава и строения горных (присутствие тонкодисперсных и метаколлоидных фаз, неоднородность зерен и агрегатов полезных минералов, близость физических свойств рудообразующих минералов) создают определенные методические трудности при их исследовании и негативно влияют на раскрытие и извлечение полезных минералов.

Вместе с совершенствованием IT-технологий и ростом вычислительных мощностей, расширяются возможности и рутинное использование рентгеновской микротомографии как инструмента морфоструктурного анализа (Якушина и др., 2018). Методом можно исследовать минеральное вещество с разным диапазоном рентгеноконтрастности составляющих фаз, визуализировать результаты, получать данные о фазовом составе и морфоструктурных характеристиках, прицельно отбирать информативные образцы для других анализов, сокращая сроки и объемы лабораторных работ. Величина линейного коэффициента ослабления рентгеновского излучения (ЛКО) μ см⁻¹ определяется химическим составом и плотностью вещества для данной энергии гамма-излучения. Распределение значений ЛКО в тонком плоском слое исследуемого объекта дает информацию о фазовой неоднородности и текстурно-структурных особенностях вещества, по которой можно выявить их взаимосвязь с технологическими характеристиками (дробимость, характер срастаний и раскрытия рудных минералов). Это позволяет прогнозировать качество сырья и его поведение в процессах переработки, а также потери в хвостах за счет неполного раскрытия минералов. Метод применим для изучения тонкодисперсных труднообогатимых руд, которые все шире вовлекаются в промышленную переработку.

Морфоструктурное исследование (морфология, гранулярный состав, содержание выделенных фаз) проводится по оригинальной методике: при измерениях ЛКО используется образец сравнения алюминий, плотность которого близка к плотности

породообразующих минералов. Сопоставляем расчетные ЛКО с экспериментальными. Близость отношений измеренных амплитуд и рассчитанных величин ЛКО для идентифицируемой фазы и образца сравнения с большой степенью вероятности свидетельствует о правильности диагностики фаз. Применяемый методический прием позволяет сопоставлять измерения, полученные в разное время и для разных объектов и при меняющемся минеральном составе вмещающей среды.

Приведем примеры. При изучении железных руд методом ХСТ были установлены особенности фазового состава и структурно-текстурный рисунок руд. На томограммах четко фиксировалось несколько фаз, главные – это магнетит, маггемит и гематит. Рентгенотомографический анализ подтвердил текстурную неоднородность рудных агрегатов, связанную с тесным срастанием рудообразующих фаз, которая негативно влияет на их полное раскрытие. Изображения томограмм позволили проследить характер распространения мартитизации в природных агрегатах, обуславливающей в определенной степени неоднородность магнетита: окисление магнетита происходит локально, не во всем объеме минерала, что фиксируется на томограммах в виде «пятнистых» участков изменения ЛКО.

При исследовании техногенного минерального сырья (шлаков, окатышей, хвостов металлургического передела) методом ХСТ можно устанавливать гетерогенное строение основных рудных фаз и агрегатов, их морфоструктурные характеристики, учитывая типичные особенности: макроскопическую однородность; нередко тонкие полиминеральные агрегаты, сростки со шлакообразующим материалом, присутствие рентгеноаморфных фаз. Пример ХСТ-анализа лежалых хвостов как потенциального железосодержащего техногенного сырья из двух зон накопления – пруда-отстойника и пляжа. Было установлено от 7 до 12 фаз, из них 4-6 рудных. Рудные минералы формируют агрегатах сложных срастаний составляют менее 40%: магнетит двух разновидностей, гематит, гетит, гидрогетит. Нерудные минералы представлены кварцем, алюмосиликатами, полевыми шпатами и карбонатами. По данным ХСТ было выделено две разновидности магнетита, установлено, что в классах крупности менее -0,5 мм магнетит не образует агрегатов и практически однороден; единичные кристаллы со сглаженными формами на поверхности имели сплошную пленку окисления. Почти во всех зернах магнетита установлены локальные участки с повышенными значениями ЛКО, связанные, вероятно, с изоморфным вхождением в структуру магнетита кобальта и никеля. Сходство, по данным ХСТ, минерального состава и текстурно-структурного рисунка обеих проб позволяет предполагать возможность совместной переработки лежалых хвостов обеих зон.

Исследования показали возможность применения рентгенотомографии в комплексе физико-химических методов исследования для решения задач технологической минералогии, уже на начальном этапе лабораторных исследований ХСТ-анализ дает информацию о морфометрических и гранулярных характеристиках минеральных фаз, по которым можно прогнозировать качество минерального сырья.

Авторы благодарят Потрахова Е.Н («ЭЛТЕХ-Мед», С.-Петербург) за техническое сопровождение рентгеновского оборудования в экспериментах.

Список литературы

Вайсберг Л.А., Каменева Е.Е., Никифорова В.С. Микротомографические исследования порового пространства горных пород как основа совершенствования технологии их дезинтеграции // Обогащение руд. 2018. № 3 (375). С. 51-55.

Якушина О.А., Ожогина Е.Г., Хозяинов М.С. Морфоструктурный анализ минерального вещества: метод рентгеновской томографии // Разведка и охрана недр. 2018. № 10. С. 66-69 Хозяинов М.С., Руб А.К., Козорезов Е.В. Использование рентгеновской

вычислительной микротомографии в минералогии. // Доклады Академии наук, 1995. № 4. 516-519

Munawar M., Lin C., Cnudde V., Bultreys T., Dong C. Petrographic characterization to build an accurate rock model using micro-CT // Micron. 2018. Vol. 109. PP. 22-33.

**ПРИРОДНЫЙ КАМЕНЬ В
ИСКУССТВЕ И АРХИТЕКТУРЕ**

**СОВРЕМЕННЫЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТИ
ИЗУЧЕНИЯ
КАМНЕСАМОЦВЕТНОГО СЫРЬЯ
И ГЕММОЛОГИИ**

КОЛЛЕКЦИЯ ОБЛИЦОВОЧНОГО КАМНЯ МЕТРОПОЛИТЕНА В ГОРНОМ МУЗЕЕ

Боровкова Н.В. (borovkova_nv@pers.spmi.ru)

Санкт-Петербургское отделение РМО,
Санкт-Петербургский горный университет

THE COLLECTION OF FACINGS STONES BY METROPOLITEN IN MINING MUSEUM

Borovkova N.V.

Saint-Petersburg Branch of the RMS,
Saint-Petersburg Mining University

Петербургский метрополитен можно сравнить с уникальным музеем облицовочного камня, созданным советскими архитекторами и дизайнерами. Его главные экспонаты – горные породы – декоративные камни, созданные природой. Разные станции облицованы мраморами, лабрадоритами, гипсами, известняками и пр. со всей обширной территории бывшего Советского Союза (Булах. С. 29). В середине XX в. они стали главным и незаменимым материалом для декоративно-художественной отделки станций. Первая ветка петербургского, а в то время, ленинградского метрополитена, была торжественно введена в эксплуатацию всего через пять лет после окончания Великой отечественной войны. 15 ноября 1955 года первые пассажиры смогли проехать от станции «Автово» до станции «Площадь Восстания». Художественное оформление каждой из них индивидуально и разрабатывалось ведущими архитекторами Советского Союза. Подземные и наземные вестибюли подобны торжественным и нарядным музейным залам, с великолепной экспозицией природного камня. Каждая станция – уникальный архитектурный ансамбль, в убранстве которого, можно найти камни более чем 40 месторождений Советского Союза.

Несколько лет назад, в фондах Горного музея была обнаружена интересная коллекция с видовыми образцами облицовочных материалов, использованных при отделке первых станций метрополитена. В 1956 г. группа студентов была направлена на прохождение производственной практики в Ленинградский метрострой. В это время метростроители сдали первые станции, отделка которых буквально потрясла всех горожан и гостей города. Студентам было поручено важное и ответственное задание – получить у метростроевцев образцы мраморов, использованных для украшения. В архиве Горного музея сохранилось письмо директора Г.И. Сократова, адресованное в управление ленинградского Метростроя с просьбой разрешить студентам М.К. Вайнберг и Л.Б. Гутман выбрать образцы «облицовочных камней, применявшихся в Лен. Метро для специальной экспозиции». 29 декабря 1956 г., в музей привезли 13 плиток образцов облицовочных материалов: мраморы из месторождений Урала, Алтая, Кавказа, Казахстана; рижский гипс и лабрадорит Украины.

В настоящее время вся коллекция выставлена в экспозиции музея. В зале XVIII можно видеть светлый, слегка кремового цвета, Прохоро-Баландинский мрамор, который использован в оформлении пола нижней станции «Кировский завод», а также на стенах и колоннах верхнего вестибюля. Он был добыт на уральском месторождении в Челябинской области, которое сегодня почти отработано, а из оставшегося камня получают лишь мраморную крошку (Осколков, 1984. С. 50). Здесь же, на станции «Кировский завод» при выходе из вагонов метро мы проходим мимо монументальных колонн, облицованных светлым с сероватыми разводами мрамором другого уральского месторождения, Коелгинского. Сегодня – это крупнейшее месторождение белого мелко- и среднезернистого массивного мрамора на территории Российской Федерации, которое

начали разрабатывать еще в 1924 – 1925 гг. (Осколков, 1984. С. 44). Его нежные сероватые разводы на белом фоне великолепно оттеняются декоративными полосами другого, темно-серого, почти черного, уральского мрамора Каркодинского месторождения. Мраморы Урала очень разнообразны по своим цветам. Здесь встречаются породы белоснежного, серого, с разнообразным полосчатым или неровным рисунком, разных оттенков серого цвета, а можно найти камень почти черной окраски. Все они были использованы первыми ленинградскими метростроевцами, претворявшими в жизнь идеи ведущих архитекторов Союза.

В оформлении других станций встречаются гораздо более яркие насыщенные мраморы Средней Азии и Кавказа. В Узбекистане, в 60 км от г. Навои, находится уникальное по своим запасам Газганское месторождение тонкозернистого мрамора, обладающего широкой цветовой палитрой. Такой камень может иметь более 35 вариантов расцветки: белый, розовый, жёлтый, дымчатый, тёмно-серый полосчатый (до черного) и т.п. (Осколков, 1984. С.136). Различные оттенки цветного мрамора не имеют выдержанных зон и не связаны друг с другом взаимными переходами. Переместившись по ветке метро, можем выйти на станции «Пушкинская», где в волнообразном рисунке пола струится темный мрамор газганского месторождения в сочетании со светлым камнем из Грузии. На станции Автово, пестрым красно-коричневого цвета мрамором, привезенным из уральского Нижне-Тагильского месторождения, облицованы стены лестниц ведущих к верхнему вестибюлю. В отделке других станций были использованы мрамора Кавказа: красный с белыми пятнами – «Салиэти», табачного цвета «Садахло», который чаще всего можно видеть в отделке цоколя и плитусах; черный с золотистыми включениями – «Харвераб» и светло-серый – «Сванетия». Представленные в коллекции образцы дают редкую возможность видеть и изучать образцы мраморов и мраморизованных известняков, месторождения которых сегодня располагаются на территории других государств. Из Грузии были привезены образцы мраморизованных известняков месторождений Садахло и Салиэти, которые уже в 1990-е годы лишь частично разрабатывались на облицовочный камень и были перепрофилированы на добычу щебня (Соколов, 1991. С. 160).

Эти многоцветные разнообразные декоративные камни предназначались для обновленной экспозиции Горного музея. После окончания Великой отечественной войны музейные залы находились на реставрации и в течение нескольких лет не принимали посетителей. За годы восстановления и реконструкции, частично изменилась научная концепция экспозиций. На долгие годы эта коллекция оказалась забыта в фондах музея, уступив место в обновленных залах драгоценному и поделочному камню. Но спустя 60 лет, облицовочные камни первых станций Ленинградского метрополитена представлены в основной экспозиции Горного музея. На выставке представлены образцы облицовочных горных пород, использованных для уникального архитектурного памятника, который в повседневной жизни большинство из нас просто не замечает. Сегодня метро стало для жителей Петербурга и гостей города привычным видом транспорта, но для его первых пассажиров великолепные станции и вестибюли с удивительным каменным убранством походили на прекрасные дворцы, которыми по праву можно восхищаться и гордиться.

Список литературы

Булах А.Г. Каменное убранство Петербурга. Шедевры архитектурного и монументального искусства Северной столицы. – СПб.: Центрполиграф, 2009. – 320 с.

Осколков В.А. Облицовочные камни месторождений СССР.: Справочное пособие. – М.: Недра, 1984. – 192 с.

Осколков В.А. Облицовочные камни месторождений СССР. – М.: Недра, 1991. – 272 с.

ПРИРОДНЫЙ КАМЕНЬ В ИСТОРИИ КУЛЬТУРЫ И
ГРОМ-КАМЕНЬ В ПАМЯТНИКЕ ПЕТРУ I

Булах А.Г.

Санкт-Петербургское отделение РМО

NATURAL STONE IN THE HISTORY OF CULTURE AND THUNDER-STONE IN THE
MONUMENT TO PETER THE IST

Bulakh A.G.

St.-Petersburg Branch of the RMS

РМО базируется в Санкт-Петербурге. Члены общества и участники всех встреч в Петербурге соприкасаются с высоким уровнем культуры города, знают и глубоко ценят место природного камня в создании памятников истории и культуры Петербурга, страны и мира в целом. Первая публикация 1836 года принадлежит директору Минералогического общества Я. Зембницкому. С 1950-х годов идёт обновление и реставрация зданий и памятников искусства в Санкт-Петербурге. Материаловедческие работы выполняли и выполняют Ю.И. Половинкина, С.П. Соловьёв, Д.П. Григорьев и Н.Б. Абакумова (Абакумова и др., 1982), А.Г. Булах (2012, 2013, 2015, 2019), М.С. Зискинд, В.В. Гавриленко, М.В. Морозов, О.В. Франк-Каменецкая, А.А. Золотарёв, Л.С. Харьюзов, А.И. Савченок, Д.А. Петров и др. В них участвуют минералоги, петрографы, геохимики, кристаллографы, литологи. В Горном институте преподаётся курс «Камень в архитектуре и искусстве Санкт-Петербурга» (Н.Б. Абакумова, затем В.В. Гавриленко, М.А. Морозов, сейчас – А.А. Золотарёв). В Санкт-Петербургском государственном университете разработан курс «Природный камень в истории культуры» (А.Г. Булах, сейчас – М.В. Ветрова). В Российском педагогическом университете поднята громадная тема «Природный камень в истории цивилизации» и темы о Петербурге (Е.М. Нестеров, В.В. Гавриленко, О.В. Франк-Каменецкая). В научно-просветительном центре Эрмитаже Е.А. Ольховая проводит специальные занятия и экскурсии.

Издано много публикаций. В 2017-2019 гг. разработаны презентации для чтения на компьютерах, планшетах и других считывающих электронных устройствах под общим названием «Природный камень в истории культуры». Они посвящены чёрному мрамору из Бельгии, янтарю с острова Гаити, зелёному шведскому мрамору в Петербурге (Е. О. Зайцева), гранитам и мраморам дома Лобанова-Ростовского и «Киноцентра Ленинград», путешествию к камням Ангкор-Бата (И. В. Пеков, А. Г. Турчкова).

С 2010-х годов в рамках Европейского союза минералогических наук (EUGS) и Международного союза минералогических наук (IUGS) формируется специальное направление «Ресурсы природного камня мировой культуры» (IUGS Heritage Stone Subcommission). Проводят семинары и специализированные полевые экскурсии (Pereira, Page, 2017). Издают прекрасные книги. Со стороны России в этом участвует автор (Bulakh, 2014), Е. Г. Панова, А. Я. Тутакова, Е. Я. Ольховая в рамках долгосрочных международных программ Европейского союза.

С 2016 г. Г. Н. Попов и члены РМО А. Г. Булах, В. В. Гавриленко, М. А. Иванов, С. Ю. Янсон изучают гранит и пегматит из Гром-камня Медного всадника. Первые результаты были доложены на XII съезде РМО, они опубликованы (Булах и др. Записки РМО. ч. CXLVI, №6, 2017. с. 111-125). По структуре и минеральному составу это особенный гранит. В ней есть жилы и прожилки пегматита. На настоящем, XIII съезде докладчики представят новые результаты изучения Гром-камня.

Исследования частично выполнены по гранту (the European Union, Russia and Finland, KS 1528 project).



Рисунок. Структура гранита Гром-камня. Фото А. Г. Булаха (Булах, Гавриленко, Панова. Вестник СПбГУ, 2016)

Список литературы

Абакумова Н.Б., Григорьев Д.П., Давыдов, Кормилицын В.С, Соболев О.А. Цветные камни, минералы и руды в музеях Ленинграда. Л. Наука. 1982. 83 с.

Булах А.Г. Экспертиза природного камня в произведениях искусства (общая концепция и комплекс методов) // Вестник СПбГУ. 2012. Сер. 7. Вып. 3. С. 60-65.

Булах А.Г. Казанский собор в Петербурге, 1801-2012: каменный декор и его реставрация. СПб. Изд. Нестор-история. 2012. 116 с.

Булах А.Г., Маругин В.М. Оценка состояния памятников архитектуры и монументальной скульптуры до и после реставрации. СПб. СПбГУ. 2013. 56 с.

Булах А.Г. «От вазы гранитной до двери дворца». Эльфдаленская порфировая мануфактура и её вазы в Петербурге. СПб. С.-Петерб. ун-т. 2015. 128 с.

Булах А.Г. Цвета и рисунки природного камня. Старое и новое в Санкт-Петербурге / История Петербурга. 2019. №3 (76), с. 12-21.

Булах А.Г., Попов Г.Н. Гром-камень под Медным всадником. Исследования 2016-2019 гг. и тропа в историю / История Петербурга. 2019. №3 (76), с. 22-25.

Булах А.Г., Попов Г.Н. Гром-камень оказался сборным / Газета «Санкт-Петербургские ведомости». 31 января 2020 г. №7 (6615). Наследие. С. 5.

Bulakh A., Härmä P., Panova E., Selonen O. Rapakivi granite in architecture of St Petersburg as a potential global heritage stone from Finland and Russia. From: Hannibal J.T., Kramer, Cooper S. (eds), 2020, Global Heritage Stone: Worldwide Examples of Heritage Stones. Geological Society Special Publications, 486.

Pereira, D. & Page. K. 2017. A new IUGS Commission for Geoheritage: the 'ICG'. Episodes, 40, No 1. 77-78.

СПЕКТРОСКОПИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТУРМАЛИНА ИЗ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ МУРЗИНСКОГО МАССИВА, СРЕДНИЙ УРАЛ

**Гвозденко Т.А.^{1,2} (t.gvozdenko@sgm.ru), Бакшеев И.А.¹ (iab_68@mail.ru),
Воронин М.В.³ (voronin@iem.ac.ru)**

Московское отделение РМО

1 – Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

2 – Государственный геологический музей имени В.И. Вернадского РАН (ГГМ РАН)

3 – Институт экспериментальной минералогии имени академика Д.С. Коржинского РАН (ИЭМ РАН)

SPECTROSCOPIC STUDY OF TOURMALINE FROM GRANITIC PEGMATITES OF MURZINKA PLUTON, CENTRAL URAL

Gvozdenko T.A.^{1,2}, Baksheev I.A.¹, Voronin M.V.³

Moscow Branch of the RMS

1 – Lomonosov Moscow State University

2 – Vernadsky State Geological Museum of RAS

3 – D.S. Korzhinskii Institute of Experimental Mineralogy of RAS

Мурзинский гранитный массив расположен в пределах Мурзинско-Адуйского антиклинория в 100 км к северу от г. Екатеринбурга. Массив протягивается в субмеридиональном направлении примерно на 60 км при средней мощности около 10 км. В Мурзинских самоцветных копиях отмечены следующие минералы надгруппы турмалина – эльбаит, шерл, оленит, фойтит (Канонеров и др., 2000). Однако большинство турмалинов из этих пегматитов детально не исследованы.

Нами изучены темноцветные турмалины из гранитных пегматитов, сопряженных с Мурзинским гранитным массивом. С помощью спектроскопических методов исследования (ИК, КРС и ЯГР спектроскопии) изучено 40 образцов черных турмалинов из следующих копей: Мокруша, Министерская, Буженинов Бор, Голодная, Казенница, Желтые Ямы и копи Мора. Большинство образцов – собственные сборы авторов (2018-2019 г.), часть – из частной коллекции.

Большая часть полученных КРС спектров турмалина соответствуют шерлу, на многих из которых отмечается полоса поглощения $\sim 315 \text{ см}^{-1}$, которую связывают с присутствием Fe^{3+} в позиции Y в турмалинах (Watenphul et al., 2016) (Рис.1А). Наличие железа в трехвалентном состоянии в этих образцах подтверждается результатами ЯГР спектроскопии. Также на КРС спектрах 4 образцов турмалина из копи Буженинов Бор присутствуют полосы поглощения $\sim 215 \text{ см}^{-1}$ и $\sim 243 \text{ см}^{-1}$ с примерно одинаковой интенсивностью – дублет, характерный для дравита (Watenphul et al., 2016). При этом стоит отметить, что в турмалинах из других копей, Mg-доминантные разновидности пока не отмечены. Вероятнее всего наличие дравита в гранитных пегматитах из копи Буженинов Бор свидетельствует о контаминации веществом вмещающих пород – серпентинитов.

В отличие от КРС спектров турмалина, его ИК спектры более информативны в высокочастотной области О-Н-колебаний $\sim 3300\text{-}3800 \text{ см}^{-1}$. На полученных ИК спектрах турмалинов зачастую присутствуют полосы поглощения $\sim 3551 \text{ см}^{-1}$ и $\sim 3630 \text{ см}^{-1}$, характерные для шерла (Castañeda et al., 2000). На спектрах нескольких образцов из копей Мокруша и Министерская присутствует полоса поглощения $\sim 3644 \text{ см}^{-1}$, которая, вероятнее всего, указывает на наличие Li в образцах шерла (Рис. 1Б).

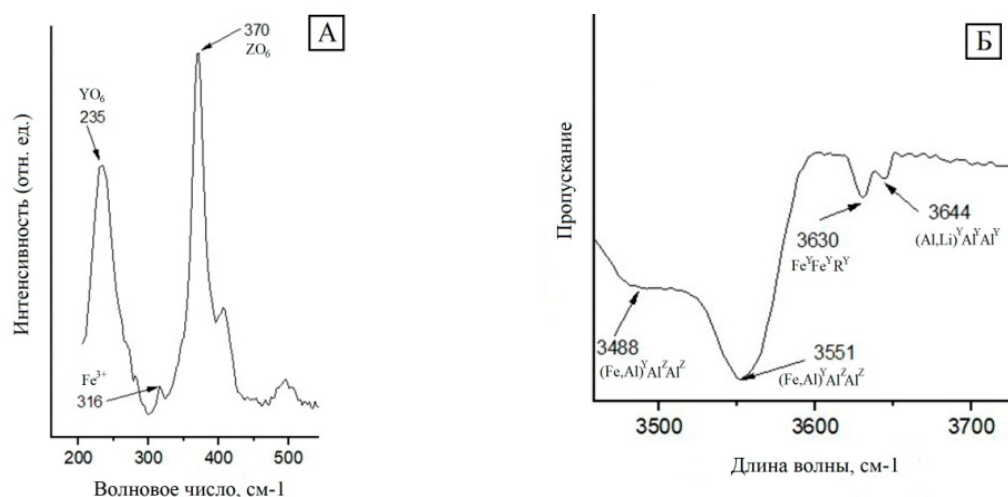


Рис.1: А – КРС спектр шерла с Fe^{3+} , копь Голодная; Б – ИК спектр Li-содержащего шерла, копь Мокруша.

По соотношению $\text{Fe}^{3+}/\square\text{Fe}$ в турмалине, определенного с помощью ЯГР спектроскопии, изучаемые копи можно разделить на две группы: I группа (0.05-0.15) – копь Голодная, Мокруша и Казенница; II группа (0.22-0.41) – копь Буженинов Бор, Министерская, копи Мора и Желтые Ямы. Такое распределение копей также соответствует их географическому расположению – копи I группы локализуются в северной части экзоконтакта с Мурзинско-Адуйским антиклинорием в пределах Алабашского пегматитового поля, а копи II группы – в южной части, в Мурзинском, Южаковском и Шайтанском пегматитовых полях. Полученные данные позволяют говорить о зональности – при образовании турмалина в гранитных пегматитах II группы окислительный потенциал был выше по сравнению с аналогичными условиями формирования турмалина в копиях I группы.

Таким образом, комбинирование спектроскопических методов исследования – ИК, КРС и ЯГР спектроскопии при изучении минералов надгруппы турмалина позволяет достаточно точно оценить их химический состав без проведения дополнительных исследований.

Авторы выражают благодарность член-корр. РАН, профессору И.В. Пекову за предоставленные образцы.

Список литературы

Канонеров А.А., Чудинова Н.Д. Мурзинские самоцветные копи (путеводитель и кадастр минералов). Изд. 2-е: Уральская летняя минералогическая школа. Екатеринбург: Изд. УГГГА. 2000. 41 с.

Castañeda C., Oliveira E.F., Gomes N. et al. Infrared study of OH sites in tourmaline from the elbaite-schorl series //Am. Mineral. 2000. Vol.85. P. 1503-1507

Watenphul A., Schlüter J., Bosi F. et al. 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. 2016. Vol.101. P. 2554-2563

О ПРИРОДЕ ОКРАСКИ ФАНТАЗИЙНЫХ КОРИЧНЕВЫХ АЛМАЗОВ

Дорофеева А.И.¹ (adorofeevawork@gmail.com), Титков С.В.^{1,2} (titkov@igem.ru)

¹ИГЕМ РАН

²РГГРУ (МГРИ)

ABOUT THE NATURE OF THE COLOR OF FANCY BROWN DIAMONDS

Dorofeeva A.I.¹, Titkov S.V.^{1,2}

¹IGEM RAS

²RSGPU (MGRI)

Коричневая окраска наиболее широко распространена среди природных алмазов на всех месторождениях мира.

В оптических спектрах поглощения пластически деформированных коричневых алмазов наблюдается континуум непрерывного поглощения, монотонно возрастающего от длинноволновой к коротковолновой части видимого спектра. Традиционно такой континуум поглощения связывается с образовавшимися в результате пластической деформации дислокациями в структуре алмаза (Collins, 2001). В последние годы было высказано мнение, что коричневый континуум поглощения обусловлен присутствием скоплений деформационных вакансий (см. Eaton-Magana et al., 2018). Интенсивность коричневой окраски коррелирует с концентрацией проявляющихся в спектрах ЭПР центров N2 (парамагнитных аналогов оптических центров коричневой окраски), которые представляют собой деформационные дислокации, декорированные примесями азота (Титков, 2018).

В спектрах поглощения большинства природных пластически деформированных алмазов на коричневый континуум поглощения накладываются азотно-вакансионные электронно-колебательные системы N3 (N₃-V), N3 (N₂-V) и широкая бесструктурная полоса с максимумом 550 нм (Collins, 2001; Eaton-Magana et al., 2018). С их присутствием связано появление у коричневых алмазов ценных фантазийных оттенков – желтого, оранжевого и красного.

Нами при проведении исследований фантазийно окрашенных коричневых алмазов массой 0,31-0,86 кар., представленных на Российском рынке, были обнаружены кристаллы с необычными центрами окраски. Их детальное геммологическое изучение показало отсутствие какой-либо искусственной обработки.

Спектры поглощения в УФ, видимой и ближней ИК-областях были записаны с использованием волоконно-оптического спектрометра OceanOptics QE65000, позволяющем проводить измерения в диапазоне 200-1100 нм при комнатной и азотной (-196° С) температурах. ИК-спектры были зарегистрированы на ИК-Фурье-спектрометре ALPHA (Bruker Optic GmbH) в области 500-4000 см⁻¹ с использованием сменного модуля ALPHA-Drift для записи спектров огранённых камней.

В спектрах поглощения в УФ-видимой области нескольких желтовато-коричневых алмазов наряду с коричневым континуумом поглощения, малоинтенсивными центром N3 и слабой размытой полосой 550 нм были выявлены линии 512,9 нм и 519,9 нм, а также широкая полоса с максимумом 480 нм. По-видимому, линии 512,9 нм и 519,9 нм связаны с бесфононными переходами, а широкая полоса 480 нм является полосой их фононных повторений.

По своему спектральному положению установленные электронно-колебательные системы являются центрами жёлтой окраски алмазов. У изученных коричневых кристаллов

с их присутствием связано появление фантазийного желтого оттенка. Эти центры, по всей вероятности, имеют деформационное происхождение.

В спектре поглощения зеленовато-коричневого бриллианта наблюдалось весьма необычное наложение двух континуумов поглощения. На коричневый континуум поглощения, постепенно усиливающейся от красной к УФ области спектра, накладывается другой континуум поглощения, который начинается в области 520 нм и резко возрастает к УФ-области и, по всей видимости, обусловлен присутствием С-центров (Collins, 2001). Кроме того, в спектре поглощения зеленовато-коричневого кристалла наблюдаются центры (NV)⁻ (бфл 637 нм) и H2 (бфл 987 нм). С одновременным присутствием дополнительного континуума, начинающегося в области 520 нм, и центра (NV)⁻ связано появление у изученного кристалла слабого зеленоватого оттенка. Образование центров (NV)⁻ и H2 (N-V-N)⁻ в природных алмазах очевидно связано с присоединением к азотным С (N) и А (N-N) центрам вакансий, образующихся при неконсервативном движении деформационных дислокаций в процессе пластической деформации.

Согласно данным ИК-спектроскопии, большинство изученных кристаллов относятся к типу Ia по физической классификации алмазов, а зеленовато-коричневый – к типу Ib+IaA. Поэтому можно заключить, что интенсивная коричневая окраска может возникать в процессе пластической деформации не только у широко распространённых кристаллов типа Ia, но у относительно редких алмазов типа Ib+IaA.

Список литературы

Титков С.В. Изоморфные примеси в природных алмазах и их генетическое значение // Диссертация на соискание учёной степени доктора геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2018. 205 с.

Collins A.T. The colour of diamond and how it may be changed. // *Journal of Gemmology*. 2001. V. 27. N 6. P. 335–339.

Eaton-Magana S., Ardon T., Smit K.V., Breeding C.M., Shigley J.E. Natural-color pink, purple, red, and brown diamonds: band of many colors // *Gems and Gemology*. 2018. V. 54. N 4. P. 352-377.

ОПЫТ НЕРАЗРУШАЮЩЕГО ИССЛЕДОВАНИЯ ЯШМ И ЯШМОПОДОБНЫХ ПОРОД В МУЗЕЙНЫХ КОЛЛЕКЦИЯХ

Петров Д.А. (da_petrov@list.ru), Боровкова Н.В.

Санкт-Петербургское отделение РМО. Санкт-Петербургский горный университет

THE EXPERIENCE OF NON-DESTRUCTIVE STUDY OF JASPER AND JASPER-LIKE ROCKS IN MUSEUM COLLECTIONS

Petrov D.A., Borovkova N.V.

Saint-Petersburg Branch of the RMS. Saint-Petersburg Mining University

Цель настоящего исследования – определение принципиальной возможности аналитически разделить 1) собственно яшмы от внешне похожих пород; 2) яшмы из месторождений различного типа. При этом методика должна быть неразрушающей, т.к. в дальнейшем предполагается ее применение для музейных геологических образцов и художественных изделий из природного камня.

При выборе методики и стратегии исследований принималась во внимание расплывчатость определения «яшмы» не только в искусствоведческой, но и в геологической терминологии. С точки зрения минералога, яшмы – это плотные кремнистые породы, состоящие из кварца и (или) халцедона, и обогащенные примесями. Геологи и стратиграфы уточняют, что яшмы являются составной частью вулканогенно-осадочных формаций, выделяясь в особые яшмовые формации. Специалисты же по обработке поделочных камней, а также большинство искусствоведов относят к яшмам любую плотную, крепкую микро-тонкозернистую породу, обладающую декоративным цветом и рисунком, хорошо принимающую полировку. На практике под такое определение, кроме собственно яшм, попадают другие вулканические и вулканогенно-осадочные породы (кластолавы, туфы), роговики, некоторые кварциты, мраморы и метасоматиты, т.е. породы совершенно разные по генезису и минеральному составу.

Точное определение минерального состава (микроскопический, рентгенофазовый, термический методы) предполагают в той или иной степени разрушение образцов, что не всегда возможно при работе с музейными объектами (м.б. предметами). С другой стороны, при оценке валового химического состава яшм может быть использован относительно простой метод приближенно-количественного рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (РСФА). Несомненное достоинство этого метода – существование портативных (ручных) РСФ-анализаторов, относительно недорогих и достаточно простых в применении. К недостаткам таких приборов относятся невысокая точность, невозможность определения элементов легче Mg (в том числе Na – важного породообразующего элемента) и степени их окисления (что особенно актуально для Fe²⁺ и Fe³⁺). Однако, учитывая значительные колебания минерального и химического состава яшмы даже в пределах одного образца и изначальную установку на выявление типичных особенностей химического состава (а не детальное его изучение), эта методика представляется вполне пригодной.

В качестве референсных проб были взяты 17 образцов уральских яшм из фондов Горного музея (переданы в 1970 – 1980-е гг. М.Г. Битюковым), а также 8 образцов горных пород, которые использует в настоящее время Колыванский камнерезный завод им. Ползунова (Алтай). Для всех образцов был определен валовый химический анализ методом РСФА (Рентгенофлуоресцентный спектрометр ShimadzuXRF-1800), минеральный состав (порошковый рентгенофазовый анализ и детальное изучение петрографических шлифов).

Все образцы параллельно были проанализированы с использованием портативного РСФ-анализатора Delta Olympus. Сравнение с результатами лабораторного анализа показало хорошую сходимость результатов портативного метода. Интерпретация проводилась с помощью построения двойных и тройных диаграмм в координатах различных пар породообразующих оксидов. Наиболее информативными оказались диаграммы в координатах $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$, $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$, а также тройная диаграмма $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$ (рис.).

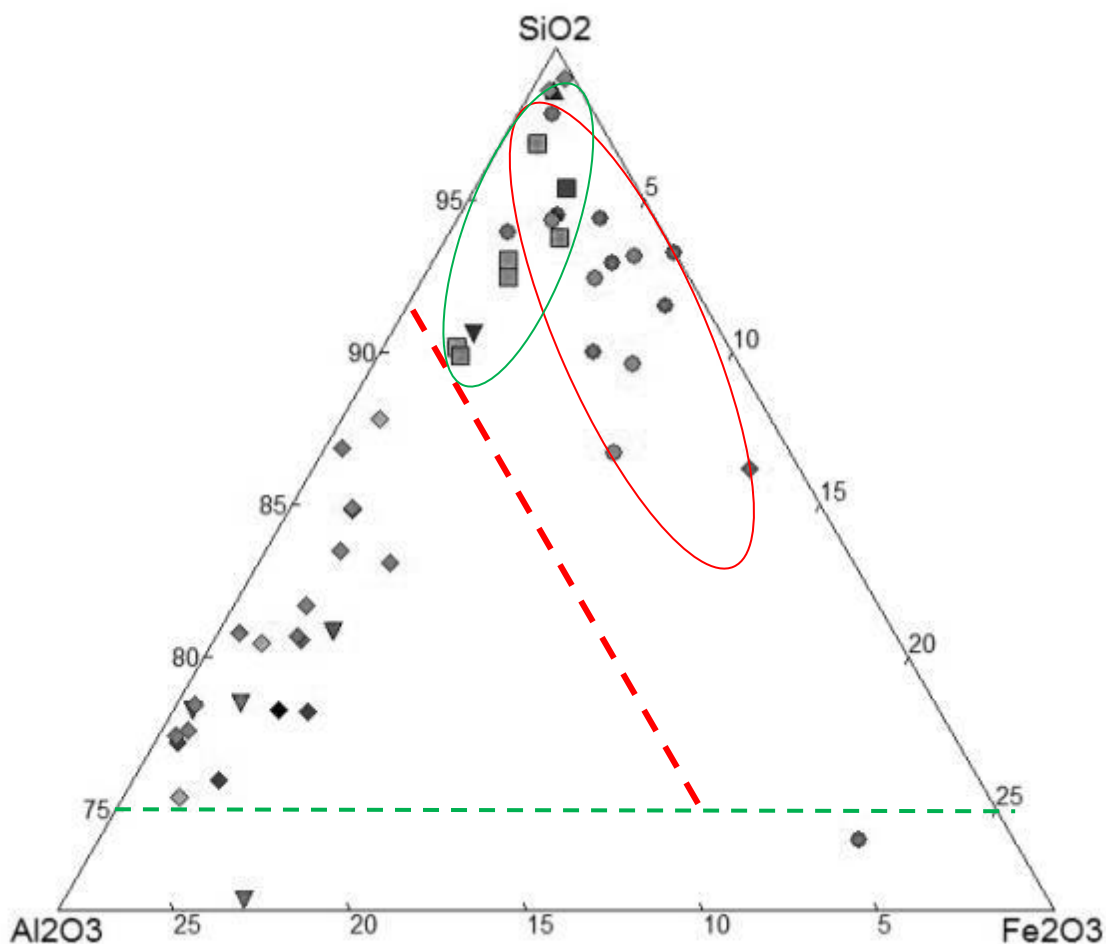


Рис. Диаграмма Si-Al-Fe по данным (Барсанов, Яковлева, 1978). Кружки – Орская группа месторождений, квадраты – Миасс-Учалинская, треугольники – другие уральские месторождения (не «яшмовой формации»), ромбыки – алтайские месторождения. Зеленый пунктир – область большинства пород, относимых к яшмам (любым). Красный пунктир – граница между яшмами «яшмовой формации» (метаморфизованные кремнистые осадки) и «яшмами» в широком смысле слова (метаморфизованные туфы, вулканиты, роговики и др). Красный овал – большинство яшм Орской группы, зеленый овал – большинство яшм Миасс-Учалинской группы.

Дополнительно информативность тройной диаграммы была проверена нанесением на нее составов яшм из разных месторождений, опубликованных в работе Г.П. Барсанова и М.Е. Яковлевой «Минералогия яшм СССР (Урал, Алтай)» (1978), а также пород из Екатерининской коллекции, опубликованных в статье Н.В. Боровковой и М.М. Мачевариани *Identifying the Decorative Stone from the Mining Museum’s Collection: First results* (Belgorod, 2019). Для всех трех выборок наблюдается закономерное распределение точек на диаграмме: 1) практически все породы, описанные как «яшмы» (в широком смысле) попадают в область >75 отн.% SiO_2 , 2) внутри данной области достаточно контрастно отделяются собственно яшмы (из яшмовых формаций) и яшмоподобные

породы. Для собственно яшм характерны содержания Al_2O_3 менее 7-8 отн.%; уже внутри этой группы, хотя и с заметным перекрытием, разделяются яшмы из Орской и Миасс-Учалинской групп месторождений Урала.

Обобщая результаты предварительных исследований, можно сделать следующие выводы:

1. Метод оценки валового химического состава яшм и подобных им пород с помощью портативного РСФ-спектрометра показал свою эффективность не только для отличия яшм от карбонатных и малосиликатных пород, но и для различия яшм разных генетических типов, а в ряде случаев – и разных месторождений.

2. Следует особо подчеркнуть, что сама по себе такая оценка не может быть достаточной для корректной диагностики без учета характерных структурно-текстурных особенностей пород, видимых невооруженным глазом или в простую лупу. Желательно сопровождать диагностику также неразрушающими методами анализа минерального состава (например, рамановской спектроскопией).

3. Дальнейшая проверка и совершенствование методики, уточнение классификационных диаграмм может проводиться с помощью массового изучения обширных коллекций поделочного камня и изделий из них, как в Горном музее, так и в других, не только геологических музеях.

Список литературы

1. Барсанов Г.П., Яковлева М.Е. Минералогия яшм СССР (Урал, Алтай). Москва: Наука, 1978. 88 с.

2. Borovkova N., Machevariani M. Identifying the Decorative Stone from the Mining Museum's Collection: First results // 14th International Congress for Applied Mineralogy (ICAM2019). Belgorod State Technological University named after V.G. Shukhov, 23 – 27 September 2019. Belgorod, Russia. P. 475 – 478.

ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКОГО СТЕКЛА
МАКУЗАНИТА КАК ЮВЕЛИРНОГО МАТЕРИАЛА

Соловьева А.Д.¹ (annasolovjova72@gmail.com), Золотарев А.А.¹
(zolotarev_aa@rambler.ru), Бочаров В.Н.² (bocharov@molsp.phys.spbu.ru)

¹Санкт-Петербургский государственный университет

²РЦ «Геомодель», Научный Парк СПбГУ

DIAGNOSTIC FEATURES OF THE VOLCANIC GLASS MACUSANITE AS A JEWELRY
MATERIAL

Solovyeva A.D.¹, Zolotarev A.A.¹, Bocharov V.N.²

¹Saint-Petersburg State University

²RC "Geomodel", Science Park SPbSU

This research reveals some new data about volcanic glass – macusanite, which is widely used as a jewelry and decorative art material. Macusanite (from Macusani volcanic field, Carabaya province, Puno region, Peru) is an acid glass characterized by a high contents of aluminum (16-17 wt.% Al_2O_3), boron (up to 0.6 wt.% B_2O_3), lithium (~ 0.7 wt. % Li_2O), phosphorus (0.7-0.75 wt.% P_2O_5) and fluorine (~ 1.3 wt.%) (Pichavant et al., 1987). They indicate its unique genesis, which is different from other volcanic varieties. Thence, macusanite was related to tektites initially (Martin, 1934).

The chemical composition of glass and mineral inclusions in macusanite were studied using Hitachi TM 3000 Quanta Desktop Scanning Electron Microscope-Microanalyzer, Hitachi S-3400N Scanning Electron Microscope and Horiba LabRam HR800 Raman Spectrometer with a 10- and 50-multiple magnification of the lens. Raman spectra were register in 4000-100 cm^{-1} spectral range. The data accumulation time is 2-10 seconds with the number of reiteration from 2 to 15. Skyscan 1172 (Bruker) was used for x-ray microtomography. Refractive index of the glass was determined by the method of refractometry and density – by the method of hydrostatic weighing.

Macusanite most often is found in the form of a pale yellow-green transparent ellipsoidal alluvial pebble (sizes do not exceed 10 x 5 cm) with an etched surface. It has refractive index (1.48) and density (2.37 g/cm^3) similar to obsidians ($N = 1.47-1.49$, $\rho = 2.34-2.37 g/cm^3$), but different from impact glasses (they have these characteristics above), which is one of the reasons for its volcanic forming. The measured porosity is 2.16 % (including open porosity = 0.07 % and closed one = 2.09 %). It is quite high for natural glasses, which can be an evidence of the rapid melt solidification, as well as the high fluid influence on the rock. Most pores have sizes from 0.01 to 0.04 mm.

Macusanite is a natural glass similar in chemical composition to rare-earth granite pegmatites. It is a rare example of natural glass formed from plumazite melt rich in lithophilic elements (Pichavant et al., 1987). According to its petrochemical properties (dependences of the silica content on ($K_2O + Na_2O$), Fe_2O_3 , CaO and MgO), macusanite belongs to the appropriate field of volcanic origin glasses, i.e. it is characterized by a high content of silica (73-75.5 wt. %) and alkalis (6-8 wt. % $Na_2O + K_2O$), low iron content (0-1 wt. % Fe_2O_3) and the absence of calcium and magnesium in the composition. There is a certain peculiarity of macusanite composition in the area of increased alkalinity to which it belongs. Figurative points of the composition of the rocks partially belong to the rhyolite field and partially to the trachyte field (petrochemical classification of Le Maitre, 1989). This fact indicates that the glass mass is not completely homogeneous.

Macusanite contrasts with other volcanic glasses in the composition of mineral inclusions, which characterizes its specific conditions of forming and helps to accurately diagnose it. Typical inclusions for volcanic formations such as andalusite (sizes: 20 μm - 3 mm, shapes: prismatic), sillimanite (sizes: 15-20 μm , shapes: prismatic), anorthoclase (sizes: about 40 μm , shapes: prismatic), orthoclase (sizes: 40-50 μm , shapes: prismatic), oligoclase (sizes: about 40 μm , shapes: prismatic), sanidine (sizes: about 40 μm , shapes: prismatic) and zircon (sizes: 15-60 μm , shapes: prismatic, elongated, rounded) were previously studied (Pichavant et al., 1987) and we have confirmed they. In addition to these microinclusions we diagnosed Ce-monazite (sizes: 10-20 μm , shapes: prismatic, rounded), cerianite (sizes: about 20 μm , shapes: prismatic), and also, in a small amount, hematite (size: about 50 μm , form: xenomorphic), molybdenite (size: about 70 μm , form: xenomorphic) and ferroholmquistite (size: 15-50 μm , form: prismatic). An interesting inclusion is virgillite, which was previously detected in macusanite (French et al., 1978). The assumption that the identified inclusion is virgillite was made based on the similarity of the rounded virgillite crystals shape (sizes: 50-55 μm) with the detected mineral, as well as the similarity of their Raman spectra. Some andalusite inclusions also contain mineral inclusions, such as zircon and monazite. Trace elements were found in all zircon inclusions, such as Hf (~ 1.6) and U (~ 1.8), in monazites: La (~ 12), Nd (~ 9.2), Th (~ 9.1), U (~ 3.1) and Y (~ 2.6) (the contents are indicated in oxides wt. %).

Thus, macusanite is a unique natural glass with specific genesis conditions. It is easily gemologically and genetically diagnosed not only by its chemical composition and numerous mineral inclusions, which are different from other volcanic glasses, but also by its properties that can be detected by express non-destructive methods in jewelry.

References

- French B.M. et al. Virgillite: a new lithium aluminium silicate mineral from the Macusani glass // Peru. Amer. Mineral. 1978. № 63. P. 461-465
- Le Maitre R.W. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms // Blackwell. Oxford. 1989
- Martin R.Wz. Are the «Americanites» tektites? // 1934. P. 123-132
- Pichavant M. et al. The Macusani glasses (NE Peru): evidence for chemical fractionation in peraluminous magmas // In Mysen B.O. (Ed.). Magmatic processes: 549 geochemical principles (Geochem Soc. special pub.). Geochem. Soc., Penn. State Univ. 1987. P. 359-373

К ОСНОВАМ ГЕММОЛОГИЧЕСКОЙ МИНЕРАГЕНИИ

Юргенсон Г.А. (yurgga@mail.ru)
Читинское отделение РМО, ИПРЭК СО РАН.

TO THE BASIS OF GEMMOLOGICAL MINERAGENIA

Yurgenson G.A.
Chita Branch of the RMS, INREC SB RAS

Геммология как наука зародилась для изучения свойств прежде всего ювелирных камней. И одной из главных её задач являлась необходимость иметь критерии отличия природных камней от подделок и синтетических их аналогов. В европейской и американской литературе эти её особенности продолжают преобладать. Типичными примерами такого рода работ является современный учебник геммологии П. Рида, известная монография Г. Смита «Драгоценные камни» и другие. Лишь в последние полвека в европейских и американских геммологических публикациях появляется все больше сведений о месторождениях самоцветов, но чисто минералогическая составляющая преобладает. В нашей стране задачи науки о камне-самоцвете изначально был заложен другой подход. Предтечей начала изучения условий и процессов образования месторождений ювелирных и поделочных камней были известные работы А.Е. Ферсмана. Дав генетическую классификацию пегматитов и определив связи их с определенными гранитоидами, выявив условия их образования, он, по сути дела, заложил основы минерагенического подхода к изучению месторождений ограночных камней, связанных с пегматитами.

И уже с 1930-х, когда советское государство оказалось перед фактом иметь сырьевую базу горного хрусталя, берилла, турмалина, исландского шпата и редких металлов, были созданы специализированные экспедиции, в задачу которых входили поиски, изучение и добыча этих видов сырья. Огромную роль в развитии геологических знаний о месторождениях этих видов сырья сыграло созданное в 1937 г. объединение «Союзкварцсамоцветы», ставшее позже 6-м Главным управлением Министерства геологии СССР. Во всех крупнейших регионах страны были созданы подразделения этого Главка: Северо-Западкварцсамоцветы (Ленинград, ликвидировано), Уралкварцсамоцветы (Свердловск, ликвидировано), Байкалкварцсамоцветы (Смоленщина, объемы работкратно уменьшены), Востоккварцсамоцветы (Хатыми, ликвидировано) и другие. В центральном подразделении Центкварцсамоцветы (Москва) был создан коллектив геологов во главе с Е.Я. Киевленко, опубликовавшего первые руководства по геологии и условиям образования месторождений камнесамоцветного сырья.

В соответствии с указаниями Мингео СССР всем геолого-съёмочным партиям вменено проведение попутных его поисков. Для обеспечения этих работ подготовлены «Методические указания» по большинству видов этого сырья, включавшие сведения по минералогии, условиям залегания, закономерностям размещения и поисковым критериям, что способствовало поискам проявлений камня. К сожалению, большинство сведений, полученных в результате этих работ находится в отчетах, не опубликовано, и ждет своего читателя.

Геолого-геохимические и генетические теоретические основы поисков ювелирно-поделочных камней, таких как лазурит, нефрит, родонит заложены Д.С. Коржинским и продолжены В.А. Жариковым. В работах Н.П. Ермакова, А.И. Захарченко, В.С. Балицкого, И.Т. Бакуменко и др. даны основы физико-химических характеристик условий образования самоцветов. Бесценные сведения о месторождениях ювелирных и поделочных камней поступали от групп советских геологов, работавших в 37 странах всех

континентов. Это были отчеты о результатах изучения и поисков на изумруды в Колумбии А.А. Беуса, пегматитов Индии Б.М. Шмакина, редкометалльных пегматитов с кунцитом и цветным турмалином, рубина и благородной шпинели Л.Н. Россовского, лазурита и изумрудов Афганистана Б.П. Сухарева и автора, а также и других специалистов. За последние полвека в нашей стране опубликован огромный материал по минералогии, геологии и условиям образования ювелирных и поделочных камней. Это, прежде всего, исследования, в которых использован рудно-формационный подход. К ним относятся публикации М.И. Грудинина, А.П. Секерина, А.В. Татарина, В.Е. Загорского, И.С. Перетяжко, Г.А. Юргенсона, В.Г. Гадиятова, И.С. Копырина и других.

В результате обобщения огромного материала по геологическому строению и условиям формирования месторождений камнесамоцветного сырья во всем мире создана сводка «Геология самоцветов» (Киевленко, 2000). В ней обозначен современный подход к комплексному описанию месторождений, включающий минеральный состав, геологическое строение, условия залегания, генетические типы месторождений ювелирных и поделочных камней.

Специфика камнесамоцветного сырья, заключающаяся в том, что к нему предъявляются особые эстетико-технологические свойства, требует разработки специальных критериев поисков и оценки его месторождений. Как правило, участки месторождений, заключающих минеральные агрегаты или кристаллы, соответствующие этим свойствам, бывают невелики, а условия их образования должны обеспечивать формирование максимально однородных прозрачных кристаллов для ограночного ювелирного сырья или физико-технологические свойства минеральных агрегатов, определенного рисунка и распределения окраски – для ювелирно-поделочного.

С учетом того, что наиболее ценными являются кристаллы с крупными монообластями, следует разработать объективные количественные критерии диагностики минералообразующих систем с оптимальными для их роста градиентами температур, давлений и концентраций с использованием явления типоморфизма.

Для решения этой важнейшей геммологической проблемы с целью прогноза и оценки вероятности нахождения в той или иной камнесамоцветной провинции или минерагенической зоне кондиционных ювелирных и ювелирно-поделочных камней следует использовать и развивать минерагенический аспект. Поэтому уже давно (Yurgenson, 2003) созрела необходимость развития геммологической минерагении, направленной на установление закономерностей размещения, изучение условий образования минералов и их ассоциаций, горных пород, характеризующихся ювелирными качествами, выявление факторов их прогноза и критериев поисков и оценки.

Список литературы

- Киевленко Е.Я. Геология самоцветов.– М.: Ассоциация ЭКОСТ, 2000. – 582 с.
- Yurgenson G.A. Gemmological Minerageny // Proceedings for the 5th International Symposium on Geological and Mineragenetic correlation in the Contiguous Regions of China, Russia and Mongolia. Changchun, China Oct.8 –10, 2003. – Changchun: International Centre for Geoscientific Research and Education in Northeast Asia, Jilin University, 2003.- P.22 –25.

РЕНТГЕНОГРАФИЧЕСКИЙ КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ ФАЗОВЫЙ АНАЛИЗ МЕТОДОМ ВНУТРЕННЕГО СТАНДАРТА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ КОРУНДОВЫХ ЧИСЕЛ

Якушина О.А., Шувалова Ю.Н., Ожогина Е.Г., Иоспа А.В. (vims-rentgen@mail.ru)
Московское отделение РМО, ФГБУ «ВИМС им. Н.М. Федоровского», Москва

QUANTITATIVE XPD ANALYSIS USING CORUNDUM NUMBERS

Yakushina O.A., Shuvalova Yu.N., Ozhogina E.G., Iospa A.V.
Moscow Branch of the RMS, FSBE “VIMS”, Moscow

Более века рентгенографический анализ является эффективным методом изучения фазового состава природного и техногенного минерального сырья, почв, а также объектов материаловедения. Знание минерального состава полезного ископаемого – идентификация всех присутствующих минералов и определение их содержаний – необходимо на всех стадиях геологического изучения и освоения недр.

В практике минералогических работ используются количественные методы определения состава, оценке содержаний минералов и характера их распределения в минеральном сырье. Эти данные необходимы для оценки качества сырья и в дальнейшем при создании технологий его переработки, эффективность которых зависит, в том числе, от природных свойств полезного ископаемого.

Одним из обязательных методов диагностики минерального состава при геологоразведочных работах является рентгенографический фазовый анализ, РФА (МР ВСЕГЕИ, 2015). РФА является прямым и достоверным методом диагностики и количественного определения минеральных фаз (в полиминеральном образце), присутствующих в количестве более 0,5-1,0%; и наряду с оптико-минералогическим анализом метод занимает ведущее место в исследовании состава руд, горных пород и техногенных продуктов.

Методом количественного рентгенографического фазового анализа (РКФА) определяют содержание минералов в горных породах, рудах и продуктах их переработки. Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья многие годы ведет исследования, направленные на получение количественных данных о минеральном составе при выполнении всего комплекса геологоразведочных работ, они развивались усилиями и творческим вкладом в научные исследования Н.М. Федоровского, А.Н. Гинзбурга, Г.А. Сидоренко, Г.К. Кривоконовой и др.

Известно несколько методик количественного фазового анализа диагностики порошковых полиминеральных объектов, в т. ч. метод добавок, внутреннего стандарта, Ритвельда. Для выполнения расчетов необходимо знать нормировочные коэффициенты которые индивидуальны для конкретных минералов. Теоретически рассчитанные RIR (отношение интенсивности самого сильного отражения фазы/минерала к интенсивности самого сильного отражения корунда) для частиц размером в 1 мкм, приведены в картотеке PDF, но они также могут быть установлены экспериментально, это эффективные корундовые числа, КЧ. Укажем, что основными источниками погрешностей результатов анализа являются фазовая и гранулярная неоднородность, наличие эффекта предпочтительной ориентации (текстурирование) недостаточная степень измельчения вещества, что, как правило, проявляется в вариации значений нормировочных коэффициентов тяжелых минералов.

Цифровые технологии, совершенствование приборной базы, программного обеспечения расширило возможности РКФА, в последние годы активно используют метод Ритвельда, основанный на моделировании параметров рентгенограммы состава смеси, так

чтобы расчетный профиль дифрактограммы был максимально близким к экспериментальному. Нарушения кристаллической структуры минерала, часто встречающиеся у реальных минералов, вызывают уширение дифракционных линий, при этом высота пика уменьшается, но площадь остается неизменной (интегральная интенсивность). Использование в количественных расчетах эффективных корундовых чисел рентгеновских дифракционных отражений минерала, установленных по площади, позволяет более точно определять количество минерала в исследуемых образцах.

Для получения достоверных данных РКФА и определения корундовых чисел первостепенное значение имеет корректно выполненная подготовка пробы к анализу (заметим, что затруднительно в обычных условиях истереть до крупности 1 мкм полифазный образец, который может состоять из минералов разной твердости). Образец следует истереть до крупности менее 44 мкм, в противном случае крупность материала вносит кратную погрешность в результаты анализа, что связано с величиной коэффициента поглощения рентгеновских лучей; сильно поглощающие минералы требуют очень тонкого помола, менее 10 мкм. Например, для линии $d(hkl)$ 2,70 Å гематита ($\mu=1199,0, \text{ см}^{-1}$) при разной крупности зерен порошка эффективные КЧ (нормировочные коэффициенты) отличаются и составляют 2,5 при 1 мкм, 1,71 при 15 мкм и 1,40 при 22 мкм (МР НСОММИ № 191, 2017). Разница в значении КЧ для одной и той же аналитической линии может достигать 20-40%, вследствие чего возникает некоторая неопределенность результатов анализа, вносящая вклад в ошибку содержания минерала, если размер частиц порошка точно не известен. Гранулярный состав порошка контролируют ситовым или оптико-геометрическим анализом: считают однородным, если распределение частиц по размеру соответствует распределению Гаусса.

Значение и важность РКФА можно показать на примере титано-циркониевых россыпных руд. Основной трудностью их изучения оптическими методами является сложность полиминерального состава, до 15-20 рудообразующих минералов, и крупность рудных минералов, в том числе рутила, хромшпинелидов, кианита и анатаза, менее 0,05 мм. Их визуальная диагностика, следовательно, и количественное определение, затруднена. Оптическими методами нельзя определить степень изменения ильменита (лейкоксенизацию) и количество кварца в тонкодисперсном лейкоксеновом агрегате. Диагностировать форму нахождения титана, рутил это или анатаз, можно только методом РФА. Другой пример – определение состава песчаника: если рядовым рентгенофазовым анализом установлены кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат и глинистые минералы, то специальными исследованиями был уточнен состав глинистых минералов и среди них были диагностированы монтмориллонит, иллит, каолинит, смешаннослойные образования иллит-монтмориллонит и хлорит (т.е. показано, что интенсивность набухания песчаника будет связана преимущественно с количеством монтмориллонита и иллит-монтмориллонита).

Методом внутреннего стандарта РКФА, в качестве которого обычно используют аттестованный порошок корунда, получают данные о содержании минеральных фаз испытуемом образце, основанные на значениях КЧ минералов в минеральном сырье с учетом конкретного размера частиц, что повышает достоверность определения содержания минералов и обеспечивает качество выполнения минералогических работ.

Список литературы

Методические рекомендации <...> Госгеолкарты-200. СПб.: КФ ВСЕГЕИ, 2015. 92 с.
Методические рекомендации НСОММИ № 191 Рентгенографический количественный фазовый анализ с использованием метода внутреннего стандарта. М.: ВИМС, 2017, 27 с.

ФЕДОРОВСКАЯ СЕССИЯ

**МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ
КРИСТАЛЛОГРАФИЯ,
КРИСТАЛЛОХИМИЯ И НОВЫЕ
МИНЕРАЛЫ**

**ИСТОРИЯ НАУКИ,
МУЗЕЕФИКАЦИЯ И
ПОПУЛЯРИЗАЦИЯ
ЕСТЕСТВЕННОНАУЧНЫХ
ЗНАНИЙ**

ОБ ИЗОМОРФНОМ РЯДЕ МОНГОЛИТ-Ti-МОНГОЛИТ И ВЕРОЯТНЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ИХ СТРУКТУРЫ

Азарова Ю.В. (azarova@mail.ru)

Московское отделение РМО. АО «ВНИИХТ».

ABOUT AN ISOMORPHIC ROW MONGOLITE-TI-MONGOLITE AND PROBABLE FEATURES THIS STRUCTURAL

Azarova Yu.V. (azarova@mail.ru)

Moscow Branch of the RMS. JSC "LRICT"

Монголит - $\text{Ca}_4\text{Nb}_6[\text{Si}_5\text{O}_{20}]\text{O}_4(\text{OH})_{10} \cdot 5-6\text{H}_2\text{O}$ – редкий минерал, до настоящего времени известны лишь единичные его находки. Как правило, он развивается по более ранним титан-ниобосиликатам. Первая находка - монголит из пегматитов щелочных гранитов массива Хан-Богдо (Гоби, Монголия) (Владыкин и др., 1985) - продукт изменения не идентифицированного ниобосиликата. Вторая – «монголит» из Хибинского массива, из пегматитов, секущих мельтейгит-уртиты подземных горизонтов Кировского рудника (Минералы..., 1999). Здесь он развивается за счет ферсманиита. Расчет эмпирической формулы указывает на замещение части Ca – Na и K $(\text{Ca}_{2.48}\text{Na}_{0.88}\text{K}_{0.64})_{4.00}(\text{Nb}_{3.92}\text{Ti}_{1.95}\text{Ta}_{0.08})_{5.95}[(\text{Si}_{4.65}\text{Al}_{0.39})_{5.04}\text{O}_{20}](\text{OH},\text{O})_{14} \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

Рентгенометрически он не исследован и его диагностика как монголита предположительная. Кроме того, монголит найден в Ловозерском массиве, в пегматите 61 на горе Карнасурт И.В. Пековым (устное сообщение).

Нами монголитоподобные фазы установлены в малиньитах. Здесь он, как и в предыдущем случае, развивается за счет ферсманиита. Ферсманиит в этих породах редок и установлен в нескольких образцах, на юго-восточном склоне Центрального отрога горы Кукисвумчорр. Он образует мелкие зерна, в сростаниях с пойкилобластами бариевого и баритолампрофиллита (рис. 1) и эгирином (в такой же ассоциации он описан и в Кировском руднике (Минералы..., 1999).

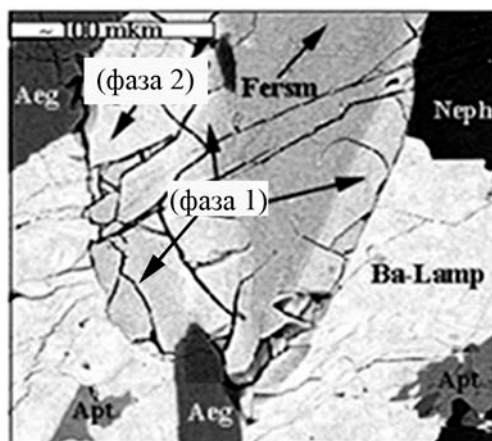


Рисунок 1. Монголитоподобные фазы (фазы 1,2) в малиньитах Хибинского массива.

При изучении зерен ферсманиита под электронным микроскопом установлено замещение ферсманиита фазами, отвечающими по соотношению основных элементов монголиту. В направлении от центра зерна к периферии, ферсманиит сначала сменяется фазой, с соотношением каркасных катионов $(\text{Si}+\text{Al})/(\text{Nb}+\text{Ti}+\text{Fe}^{3+})=0.84$, аналогичным монголиту ($\text{Si}/\text{Nb}=0.83$ - см. формулу) из Хан-Богдо, но титандоминантной - $\text{Ti}/\text{Nb}=1.27$ (фаза 1 на рис. 1) и с более высокими содержаниями CaO (около 5.47 ф.е. Ca). При этом

избыток положительного заряда, обусловленный “лишним” кальцием, целиком компенсируется замещением ниобия титаном и сумма положительных зарядов остается практически равна 58 (57.87), как и в “идеализированном” монголите. Эмпирическая формула: $(\text{Ca}_{5.47}\text{Na}_{0.46}\text{K}_{0.01})_{5.94}(\text{Ti}_{3.31}\text{Nb}_{2.60}\text{Fe}_{0.03})_{5.94}[\text{Si}_{5.05}\text{O}_{20}](\text{OH},\text{O})_{14}\bullet n\text{H}_2\text{O}$.

Фаза 1, сменяется монголитоподобной фазой 2 – титанодоминантной, с аналогичным монголиту содержанием остальных компонентов. Ее формула: $(\text{Ca}_{3.45}\text{Na}_{0.49}\text{K}_{0.01})_{3.95}(\text{Ti}_{3.45}\text{Nb}_{2.63})_{6.08}[(\text{Al}_{0.24}\text{Si}_{4.67})_{4.91}\text{O}_{20}(\text{OH},\text{O})_{14}\bullet n\text{H}_2\text{O}$. В обоих случаях титан составляет более 50% октаэдрических элементов, Ti/Nb колеблется в пределах 1.23-1.31; $(\text{Si}+\text{Al})/(\text{Nb}+\text{Ti}+\text{Fe}^{3+})=0.81-0.82$. Из-за очень мелких размеров выделений подтвердить диагностику титанодоминантных монголитоподобных фаз рентгенометрически не удалось. По периферии зерна местами отмечаются области с содержанием CaO (4.20 ф.е.), промежуточным между фазой 2 и фазой 1, с $(\text{Si}+\text{Al})/(\text{Nb}+\text{Ti}+\text{Fe}^{3+})=0.83$ и соотношением Ti/Nb=1.31.

По содержанию основных компонентов установленные монголитоподобные фазы отличаются от монголита преобладанием титана над ниобием и широкими вариациями содержания кальция, их можно условно назвать «Ti-монголитом». Возможно, соотношения титана и ниобия обусловлены наследованием особенностей состава ферсманиита, с близким значением Ti/Nb отношения. «Монголит», описанный в (Минералы..., 1999) также высокотитановый (см. формулу, но без преобладания Ti).

Содержания титана и ниобия связаны обратной зависимостью, указывая на изоморфизм этих элементов. Баланс зарядов достигается, вероятно, по схемам $\text{Nb}^{5+}+\square\leftrightarrow\text{Ti}^{4+}+1/2\text{Ca}^{2+}$; $\text{Nb}^{5+}+\text{O}^{2-}\leftrightarrow\text{Ti}^{4+}+\text{OH}^-$; $\text{Ca}^{2+}+\text{O}^{2-}\leftrightarrow\text{Na}^++\text{OH}^-$

На настоящий момент структура монголита не расшифрована. При изучении голотипного образца из Хан-Богдо были получены его электронограмма и диффрактограмма, охарактеризовавшие минерал как тетрагональный. Сопоставление диффрактограммы с рентгенограммами пирохлора и ферсманиита выявило целый ряд близкосовпадающих линий. Учитывая сходство схем изоморфных замещений в рядах пирохлор-бетафит и монголит-«Ti-монголит», можно предположить сходство структур монголита и «Ti-монголита» со структурой пирохлора. Для структуры ферсманиита тоже отмечалось родство с пирохлором (Sokolova e.a., 2002). Об этом же могут свидетельствовать и широкие вариации содержания кальция и натрия. Наиболее вероятно, что монголит является Nb,Ti-окосиликатом, подобным, например, комаровиту, (Balić-Žunić e. a., 2002; Пеков и др., 2003) и содержит в структуре «блоки» пирохлора. Подобная гипотеза уже высказывалась ранее (Пеков, 2005). С другой стороны, сходство рентгенограмм может говорить о примеси пирохлора в изучавшемся материале, или о том, что материал представляет собой полиминеральную псевдоморфозу с монголитом, подобно тому, как было установлено для комаровита (Пеков и др., 2003). Точная диагностика состава голотипного образца и структур монголита и «Ti-монголита» требуют дальнейшего изучения имеющихся образцов прецизионными методами (просвечивающая СЭМ, микродифракция, монокристалльная расшифровка структуры и т.п.).

Список литературы

Владыкин Н.В., Дриц В.А., Коваленко И.В. и др. Новый силикат ниобия - монголит $\text{Ca}_4\text{Nb}_6[\text{Si}_5\text{O}_{20}]\text{O}_4(\text{OH})_{10}\bullet n\text{H}_2\text{O}$ // ЗВМО. 1985. Вып.3. С.374-377.

Минералы Хибинского массива. Яковенчук В.Н., Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А., Меньшиков Ю.П. М.:1999. 586 с.

Пеков И.В., Азарова Ю.В., Чуканов Н.В. Новые данные о минералах серии комаровита // Новые данные о минералах. 2003. Вып.39. С. 5-14.

Пеков И.В. Генетическая минералогия и кристаллохимия редких элементов в высокощелочных постмагматических системах. Дисс. докт. геол.-минер. наук, М., МГУ, 2005, 652 с.

Balić-Žunić T., Petersen O.V., Bernhardt H.J. Micheelsen H.I. The crystal structure and mineralogical description of a Na-dominant komarovite from the Pimaussaq alkaline complex South Greenland // N. Jb. Miner. Mh . 2002. N11. P. 497-514.

Sokolova E., Hawthorne F.C., Khomyakov A.P. The crystal chemistry of fersmanite, $\text{Ca}_4(\text{Na,Ca})_4(\text{Ti,Nb})_4(\text{Si}_2\text{O}_7)_2\text{O}_8\text{F}_3$ // Can. Miner. 2002. V.40. pp. 1421-1428.

МИНЕРАЛОПОДОБНЫЕ БЕЗВОДНЫЕ КАРКАСНЫЕ СУЛЬФАТЫ МЕДИ И
ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАЛЛОВ: НОВЫЕ ФАЗЫ, ТОПОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ И ОЦЕНКА
МИГРАЦИИ ИОНОВ

**Борисов А.С.¹ (as_borisov@inbox.ru), Сийдра О.И.^{1,2}, Ковругин В.М.³,
Голов А.А.⁴, Деммайер В.⁵, Назарчук Е.В.¹, Хольцхайд А.⁵**

¹Санкт-Петербургское отделение РМО, Санкт-Петербургский государственный университет; ²Кольский научный центр РАН, Апатиты; ³Университет Бордо, Франция; ⁴Самарский государственный технический университет; ⁵Кильский Университет им. Кристиана Альбрехта, Германия

EXPANDING FAMILY OF MINERAL-LIKE ANHYDROUS FRAMEWORK ALKALI
COPPER SULFATES: NEW PHASES, TOPOLOGICAL ANALYSIS AND EVALUATION
OF ION MIGRATION PROPERTIES

**Borisov A.S.¹, Siidra O.I.^{1,2}, Kovrugin V.M.³, Golov A.A.⁴, Depmeier W.⁵,
Nazarchuk E.V.¹, Holzheid A.⁵**

¹Saint Petersburg Branch of the RMS, St. Petersburg State University; ²Kola Science Center, Russian RAS, Apatity; ³Université de Bordeaux, France; ⁴Samara State Technical University; ⁵Christian Albrecht University of Kiel, Germany

Целый ряд безводных синтетических сульфатов переходных металлов проявляет интересные электрохимические свойства. Структуры таких материалов представляют собой матрицы для интеркаляции и деинтеркаляции катионов щелочных металлов.

В данной работе (Borisov *et al.*, 2020) представлены результаты синтеза и кристаллохимического исследования структур двух новых пористых каркасных сульфатов меди и щелочных металлов – $\text{KNaCu}(\text{SO}_4)_2$ и $\text{K}_2\text{Cu}_3(\text{SO}_4)_4$. Обе стехиометрии полученных составов известны для фумарольных сульфатных минералов: саранчинаита $\text{Na}_2\text{Cu}(\text{SO}_4)_2$ (Siidra *et al.*, 2018) и ительменита $\text{Na}_2\text{CuMg}_2(\text{SO}_4)_4$ (Nazarchuk *et al.*, 2018).

Первое из данных соединений – $\text{KNaCu}(\text{SO}_4)_2$ – синтезировано путем твердофазных реакций под высоким давлением на установке Voggenreiter Model LP 1000-540/50. Октаэдры меди в данной структуре, объединяясь по ребру и вершинам с сульфатными тетраэдрами, образуют сильно пористый каркас, в полостях которого находятся два симметрично-независимых атома натрия и один атом калия. Параметры элементарной ячейки: $C2/c$, a (Å) = 15.9721(10), b (Å) = 9.4576(6), c (Å) = 9.0679(6), β (°) = 93.6350(10), V (Å³) = 1367.02(15), R_1 = 0.029.

Второе соединение получено путем газотранспортных реакций и также представляет собой пористый каркас. Четыре симметрично-независимых атома меди имеют различную координацию. Атомы Cu1 и Cu2 координированы октаэдрически, Cu3 – в виде полиэдра $[\text{CuO}_5]$, а атом Cu4 – находится в квадратной координации. Полиэдры меди по вершинам объединяются с сульфатными тетраэдрами в трехмерный каркас, в полостях которого находятся атомы К. Параметры элементарной ячейки: $C2/c$, a (Å) = 13.6088(5), b (Å) = 11.9627(5), c (Å) = 17.0791(7), β (°) = 112.4500(10), V (Å³) = 2569.72(18), R_1 = 0.023.

Помимо описания новых соединений, наша работа содержит обзор топологий каркасов всех известных на сегодняшний день синтетических и природных пористых безводных каркасных сульфатов меди и щелочных металлов. Также с использованием метода BVEL (bond-valence energy landscapes) была выполнена оценка миграции ионов Na^+ и K^+ в каркасах изученных соединений.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФ 16-17-10085. Рентгенофазовые исследования выполнены на оборудовании ресурсного центра СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования».

Список литературы

Borisov A.S., Siidra O.I., Kovrugin V.M., Golov A.A., Depmeier W., Nazarchuk E.V., Holzheid A. Expanding family of mineral-like anhydrous framework alkali copper sulfates: new phases, topological analysis and evaluation of ion migration properties // 2020, submitted.

Nazarchuk, E. V., Siidra, O. I., Agakhanov, A. A., Lukina, E. A., Avdontseva, E. Yu., Karpov, G. A. Itelmenite, $\text{Na}_2\text{CuMg}_2(\text{SO}_4)_4$, a new anhydrous sulfate mineral from the Tolbachik volcano // Mineralogical Magazine. 2018. Vol. 82. P. 1233-1241.

Siidra, O. I., Lukina, E. A., Nazarchuk, E. V., Depmeier, W., Bubnova, R. S., Agakhanov, A. A., Avdontseva, E. Yu., Filatov, S. K., Kovrugin, V. M. Saranchinaite, $\text{Na}_2\text{Cu}(\text{SO}_4)_2$, a new exhalative mineral from Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia, and a product of the reversible dehydration of kröhnkite, $\text{Na}_2\text{Cu}(\text{SO}_4)_2(\text{H}_2\text{O})_2$ // Mineralogical Magazine. 2018. Vol. 82. P. 257-274.

СТРОЕНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО АГРЕГАТА И КИНЕТИКА ДИССИПАЦИИ ЭНЕРГИИ МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ

**Бродская Р.Л. (mineral-spb@mail.ru), Шевченко С.С., Бильская И.В., Быкова Э.В.,
Кобзева Ю.В., Котова Е.Л., Ляхницкая В.Д.**
Санкт-Петербургское отделение РМО,
ФГУП ВСЕГЕИ, СПбГУ

Под магматической системой понимается расплав, взаимодействующий с зародышами кристаллов, выделившимися, растущими, растворяющимися и фугитивной фазой. Взаимодействие выражается не только в кристаллизации минеральных индивидов, их росте и растворении, но и в обмене энергией и веществом между твердой фазой и средой кристаллизации, в формировании сростков, субагрегатов и, в конечном счете – образовании минерального агрегата. Как каждая термодинамическая система – магматическая – обладает свободной энергией, работа которой образует и преобразует систему.

Свободная энергия магматической системы частично связывается в элементы структуры разного уровня организации: окислы, комплексы, (миналы, минеральные соединения) с разной степенью подчиненности (соподчиненности), а также, частично, рассеивается. Соотношение количества связывающей и диссипирующей энергии коррелирует с кинетикой потоков энергии: чем выше скорость потоков, тем выше скорость энергии рассеяния. По аналогии с принятой в термодинамике неравновесных процессов терминологией изменение диссипации энергии назовем потоками энергии. Конкуренция мод потоков энергии определяет сложность организации горной породы в ряду: вулканическое стекло – неполнокристаллические горные породы – полнокристаллические породы (равнозернистые и неравнозернистые). Например, обсидиан – результат преобладания диссипирующей энергии над количеством связанной. Соответственно, полнокристаллические породы – конечный член в этом же ряду, отражающий преобладание потоков связывающей над потоками диссипирующей энергии.

Последовательность образования химических соединений, адекватных составу минералов, и их кристаллизации (в виде минеральных индивидов), подчиняется общей закономерности: первыми формируются минералы, поглощающие при своем возникновении и росте наибольшие количества энергии. Эти соединения кристаллизуются, их объемы (и массы) защищаются от разрушения особой фазой – границами. Фаза границы имеет состав, близкий составу минерала, но обладает структурой, отличной от структуры минерала. Это – краевая дислокация кристалла или зерна. Структура граничного слоя определяет такие его свойства, как устойчивость в определенном диапазоне термодинамических условий. Не менее важным свойством границ является и их мобильность, способность мигрировать при изменении термодинамических условий, дабы адаптировать минеральный индивид к новым изменившимся условиям своего функционирования, т.е. – росту (увеличению массы и объема), разрушению или стабильному состоянию.

В минеральном агрегате первостепенную важность имеют *границы срастания* между индивидами (Бродская, Бильская, 2009). Границы срастания обеспечивают связность, целостность поликристаллического агрегата. Особенность этой фазы строения состоит в том, что часть ненасыщенных связей поверхностного слоя – краевой дислокации – каждого из срастающихся минеральных индивидов обращается внутрь собственного и соседнего минерального индивида, образуя буферную или переходную зону. Это – зона границ срастания. «Мощность» этого слоя тем больше, чем меньше атомарная плотность поверхности границы. Геометрические, в том числе – кристаллографические и

энергетические характеристики границ срастания определяют тип организации строения горной породы, тип отношений между элементами структуры. Именно - плотность внутренних границ в единице объема агрегата, энергоёмкость или энергонасыщенность каждой пары срастающихся границ, и, наконец – устойчивость внутренних границ и минерального агрегата в целом. Понятно, что устойчивость минерального агрегата влияет на его сохранность, как в природном залегании, так и при техногенной утилизации. Сохранность в природе это - сопротивление агрегата наложенным или вторичным процессам, метасоматозу, выщелачиванию отдельных минералов, как и воздействию литостатического давления, стресса, или сбросу давления и стресса. Техногенная утилизация также разнообразна. Здесь имеются в виду использование обработанных или частично обработанных горных пород в качестве облицовочного и напольного (тротуарного) покрытия, прочность в процессах пробоподготовки для аналитических исследований, характер прочности при дезинтеграции на начальных стадиях обогащения, на этапе производства рудных концентратов.

Сохранность минеральных агрегатов и минеральных индивидов обеспечивается не только их элементным составом и кристаллической структурой, но и структурой границ срастания индивидов (Бродская, Марин. 2011, Бродская, Марин 2016).. Границы срастания минеральных зерен в агрегате адаптированы друг к другу кинетикой кооперативного процесса их образования, результирующим диапазоном термодинамических параметров устойчивости. Наиболее стойкими к деструкции являются срастания *энергоёмких* границ. Наименьшую прочность представляют собой срастания *энергонасыщенных* границ. Границы играют двоякую роль в становлении минерального агрегата, защищают индивиды и агрегат в целом, но и обеспечивают его адаптацию при изменениях внешних и внутренних энергетических условиях.

Таким образом, минеральное вещество в виде кристаллов разного размера и различающейся формы, представляет собой форму *связывания энергии расплава*. Тогда как, вулканическое стекло является примером и результатом быстро текущего процесса *диссипации энергии расплава*.

Соотношение конкурирующих видов энергии – связывающей и рассеивающейся - остаётся «в памяти» структуры минерального агрегата. Оно отражается в строении аккумулирующих это противостояние границ, адаптирует внутренние границы (их устойчивость или мобильность) в пределах меняющихся термодинамических условий от образования до наблюдаемых.

Приведенные сравнения изменений свободной энергии магматической системы кристаллизации на разных стадиях ее эволюции и отклики структуры минерального агрегата являются, фактически, примером его онтогенического анализа, реализуемого при исследовании внутренних границ агрегата.

Границы срастания минеральных индивидов хранят энергетическую историю своего формирования и становления минерального агрегата.

Работа проводится при поддержке РНФ проект № 21-47-00019.

Список литературы

Бродская Р.Л., Ю.Б. Марин (2011). Факторы агрегации и структурирования минерального вещества и генетическая интерпретация строения минеральных агрегатов // No5. С.2-7

Бродская Р.Л., Ю.Б. Марин (2016). Онтогенический анализ на микро-и наноуровне минеральных индивидов и агрегатов для реставрации условий рудообразования и оценки технологических свойств минерального сырья // Записки горного института. Т. 219. С. 369-376.

Бродская Р.Л., Бильская И.В., Марковский Б.А. Онтогенический анализ индивидов оливина в ультрамафитах// ЗРМО.2009.Вып. 5. С.18-32.

ПАЛЕОГЕН-НЕОГЕНОВЫЕ ГЛЕНДОНИТЫ ОСТРОВА САХАЛИН

**Верещагин О.С.¹ (o.vereshchagin@spbu.ru), Васильева К.Ю.¹, Ершова В.Б.^{1,2},
Рогов М.А.², Чернышова И.А.¹**

Санкт-Петербургское отделение РМО,¹ Санкт-Петербургский Государственный
Университет,² Геологический институт РАН.

PALEOGEN-NEOGENE GLENDONITES FROM SAKHALIN ISLAND

**Vereshchagin O.S.¹ (o.vereshchagin@spbu.ru), Vasileva K.Y.¹, Ershova V.B.^{1,2},
Rogov M.A.², Chernyshova I.A.¹**

Saint-Petersburg Branch of RMS,¹ Saint-Petersburg State University,² Geological Institute RAS

Глендониты (антракониты, геноиши, тинолиты и др.) - карбонатные образования копьевидной или звездчатой формы, впервые были описаны в начале XIX века (Соколов, 1825; Friesleben, 1827). Своё наиболее распространенное название они получили по местонахождению Глендонон, Австралия (Dana, 1849). В дальнейшем находки глендонитов многократно отмечались в течении XIX и XX века в разновозрастных отложениях по всему миру (напр. Еремеев, 1882). Форма глендонитов не могла быть однозначно объяснена вплоть до середины XX века, когда был открыт метастабильный карбонат кальция, икаит ($\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$; Pauly, 1963). В связи с тем, что икаит обнаружен в природе только в холодных условиях (от -2 до 7 °C; Dieckmann et al., 2008), глендониты также рассматриваются как индикаторы холодного климата.

Кайнозойские глендониты острова Сахалин упоминались в публикациях в течение последних 100 лет, в нескольких работах приводились их изображения (Бродская, 1959), однако их детальное изучение современными минералогическими и геохимическими методами не проводилось. В настоящей работе методами рентгенофазового анализа, оптической, сканирующей электронной и катодолюминесцентной микроскопии, зондового микроанализа и Рамановской спектроскопии изучены 11 образцов глендонитов из палеогеновых (геннойшинская свита) и неогеновых (борская и венгерийская свиты) отложений острова Сахалин.

Установлено, что глендониты преимущественно сложены карбонатами (кальцитом и доломитом) с примесью силикатных фаз (кварц, полевой шпат), сульфидов (пирита) и фосфатов (апатита). Глендониты обладают «крестообразной», «звездчатой» или «столбчатой» морфологией и состоят из двух-четырёх генераций карбонатов. Первая генерация - блочный кальцит (низко-магнезиальный, без фосфора и катодолюминесценции), вторая - игольчатый кальцит (высоко-магнезиальный, с фосфором и яркой катодолюминесценцией), третья генерация может быть представлена доломитом, который обрастает высоко-магнезиевый кальцит, четвертая - заполняющий поровое пространство кальцит (незональный, содержащий магний и фосфор, с яркой катодолюминесценцией). Фромбоидальный пирит и раковины диатомовых водорослей описаны из вмещающих глендониты конкреций.

Анализ литературных источников указывает, что блочный, безмагнезиевый кальцит первой генерации образовался непосредственно из икаита (Huggett et al, 2005). Кальциты второй и третьей генерации были сформированы из поровых растворов, обогащенных магнием и фосфором, что может свидетельствовать об активном участии органического вещества в процессах трансформации первичного икаита в кальцит.

Мы предполагаем, что глендониты из палеогеновых и неогеновых отложений острова Сахалин образовались при низких температурах, углерод для построения карбонатных минералов извлекался при разложении органического вещества, которое

также провоцировало рост щелочности и рН. После образования псевдоморфозы практически не были перекристаллизованы, на что указывает не измененный фрамбоидальный пирит.

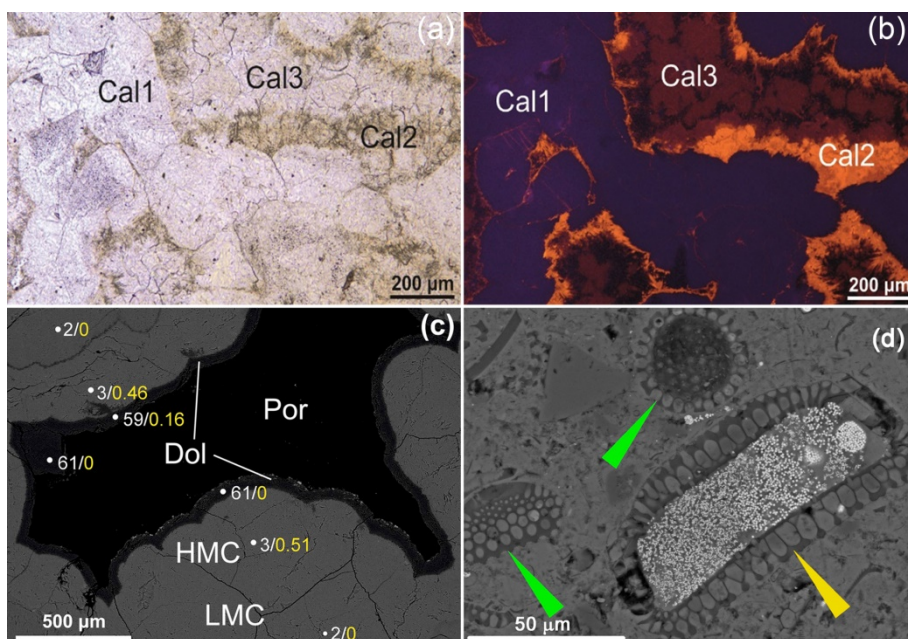


Рисунок 1. Микроморфология и химический состав глендонитов и вмещающий пород: а) три генерации кальцита (Cal1-3), изображение в скрещенных николях; б) три генерации кальцита (Cal1-3), изображение в катодолуминесценции; в) содержания магния (белым) и фосфора (желтым) в карбонатах (LMC, HMC-кальцит, Dol - доломит) глендонитов, изображение в обратно-рассеянных электронах; г) фромбоидальный пирит и раковины диатомовых водорослей, изображение в обратно-рассеянных электронах.

Работа была выполнена с использованием оборудования РЦ СПбГУ «Рентгендифракционные методы исследования», «Геомодель» и «Микроскопия и микроанализ». Работа поддержана грантом РФФИ 20-35-70012.

Список литературы

- Еремеев Н.В. Псевдоморфические кристаллы арагонита и железной окиси из русских месторождений // Записки императорского С.-Петербургского Минералогического общества. 1882. 2 (17). С. 319-336.
- Соколов Д.И. О беломорском // Горный журнал. 1825. С.117-120.
- Dana J.D. Geology // U.S. Exploring Expedition. 1849. 10. 735 p.
- Dieckmann, G.S., Nehrke, G., Papadimitriou, S., Göttlicher, J., Steininger, R., Kennedy, H., Wolf-Gladrow, D., Thomas, D.N. Calcium carbonate as ikaite crystals in Antarctic sea ice // Geophys. Res. Lett. 2008. 35. 35–37.
- Freisleben, J.K. Ueber einige interessante Vorkommnisse im Schlotztenleimen (Alluvialthon) bey Obersdorf, ohnweit Sangerhausen // Isis von Oken. 1827. 20. S.334-337.
- Huggett, J., Schultz, bo, Shearman, D., Smith, A. The petrology of ikaite pseudomorphs and their diagenesis // Proc. Geol. Assoc. 2005. 116. 207–220.
- Pauly H. “Ikaite,” a new mineral from Greenland // Arctic. 1963. 16. 263-264.

ДОДЕКАЭДРО-ИКОСАЭДРИЧЕСКАЯ СИСТЕМА

Войтеховский Ю.Л. (Voytekhovskiy_YuL@pers.spmi.ru)

Санкт-Петербургское отделение РМО, Горный университет, Санкт-Петербург

THE DODECAHEDRON-ICOSAHEDRAL SYSTEM

Voytekhovsky Yu.L. (Voytekhovskiy_YuL@pers.spmi.ru)

Saint Petersburg Branch of RMS, Mining University, Saint Petersburg

Отношение к додекаэдру и икосаэдру претерпело в кристаллографии известную эволюцию. Р.-Ж. Гаюи показал, что они не могут быть кристаллическими полиэдрами, противореча закону рационального двойного отношения параметров (Шафрановский, 1978, с. 266). Это было важным открытием, ибо даже И. Кеплер и А.Г. Вернер считали их таковыми (там же, с. 62, 207, 209). Позднее было обосновано, что оси симметрии 5-го порядка в принципе противоречат дальнему трансляционному порядку в кристаллах. А гониометрические измерения Ж.Б. Ромэ-Делиля показали, что «додекаэдр» и «икосаэдр» на кристаллах пирита – не платоновы полиэдры, а пентагондодекаэдр и его комбинация с октаэдром.

Но кристаллографы не упускали додекаэдр и икосаэдр из поля зрения. В ранге додекаэдро-икосаэдрической системы (именно системы, чтобы отличать от сингоний) их рассматривали Е.С. Федоров (1915) и В.В. Доливо-Добровольский (1924). Причина в том, что в полной группе элементов симметрии $6L_5 10L_3 15L_2 15PC$ у этих форм есть $3L_2$ и $4L_3$, а еще три взаимно перпендикулярные плоскости, располагающиеся, как и в кубической сингонии. Поэтому «простые формы додекаэдро-икосаэдрической системы являются в то же время комбинациями некоторых особых форм кубической системы <...> только при особых, в природе невысказанных соотношениях между величинами углов» (там же, с. 180).

Через 100 лет это утверждение оказалось под сомнением ввиду расширения границ кристаллографии и минералогии. Их объектами стали сплавы с дальним, но не трансляционным порядком, допускающим оси 5-го и других ранее запрещенных порядков. Активно изучаются наноразмерные фуллерены – полиэдрические (полые и допированные) молекулы с икосаэдрической симметрией, представляющие замкнутые на себя графеновые сетки. В системе минералогии рассматриваются органические минералы и минералоиды глобулярного строения. Ввиду уже сделанных паллиативных расширений базовых определений, сферические вирусы – очевидные новые объекты кристаллографии и минералогии.

Действительно, их наноразмерность, органический состав, оси симметрии 5-го порядка капсидов (белковых оболочек, защищающих свернутые в клубок ДНК / РНК), однослойные плотнейшие упаковки белковых глобул на гранях икосаэдров – все это в рамках кристаллографии. «Номенклатура и классификация вирусов – трудная область вирусологии... Группировка может быть основана на морфологических и физиологических критериях. Идеал, к которому мы стремимся – это создать такую классификацию, которая отражала бы эволюционные и филогенетические взаимоотношения организмов, а также обеспечивала бы удобную и рациональную систему номенклатуры» (Лурия и др., 1981, с. 18-23).

Почему икосаэдр использован вирусом в качестве формы капсида? При данной длине цепочки ДНК / РНК для строительства этой почти сферической и максимально вместительной оболочки нужно минимальное количество материала и времени, а кодирование высокосимметричной формы проще, чем низкосимметричной. (Хотя мы еще плохо понимаем, как это происходит в геноме.) И если вирусы применяют разворот

упаковки белковых глобул относительно ребер икосаэдра (Caspar, Klug, 1962), то почему не предположить, что они используют все простые формы, разрешенные в видах симметрии I_h и I (рис.)? Некоторые из них в самых крупных капсидах заведомо сферичнее и оптимальнее, чем икосаэдр.

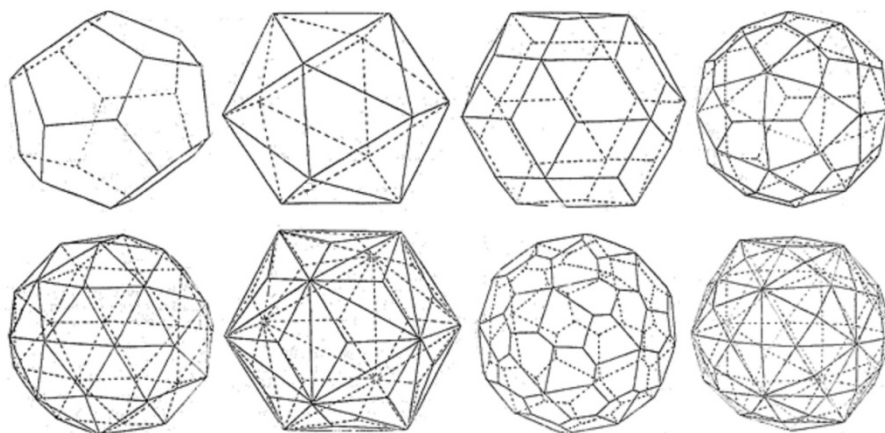


Рисунок. Простые формы в I_h и I . Вверху: додекаэдр, икосаэдр, триаконтаэдр, тетрагонтрикосаэдр. Внизу: тригонпентадодекаэдр, тригонтрикосаэдр, пентагонтрикосаэдр (общая форма в I), гексаикосаэдр (общая форма в I_h).

Таким образом, кристаллография может обеспечить новый шаг в научной морфологической классификации и номенклатуре икосаэдрических вирусов. Капсиды, усложненные по сравнению с икосаэдрическими, следует ожидать для самых крупных вирусов, предельные размеры которых неизвестны. Ввиду их важности как нового объекта изучения, а также уже известных икосаэдрических фуллеренов, додекаэдро-икосаэдрическую систему следует ввести в расширенную кристаллографию в ранге одноименной сингонии с аксиальным (I) и планаксиальным (I_h) видами симметрии. По сути, это уже имеет место в продвинутых учебниках и пособиях (Чупрунов и др., 2006; Еремин, Еремина, 2013).

Список литературы

- Доливо-Добровольский В.В. Исследование додекаэдро-икосаэдрической системы // Записки Российского минералогического общества. 1924. № 1. С. 169-181.
- Еремин Н.Н., Еремина Т.А. Занимательная кристаллография: Учебное пособие для студентов, обучающихся по направлению «Геология», и преподавателей геологических кружков. М.: Изд-во МЦНМО, 2013. 134 с.
- Лурия С., Дорнелл Дж., Балтимор Д., Кэмпбелл Э. Общая вирусология М.: Мир, 1981. 680 с.
- Федоров Е.С. Практикум по основным отделам кристаллографии. Петроград: Экономическая типо-литография, 1915. 20 с.
- Чупрунов Е.В., Хохлов А.Ф., Фаддеев М.А. Основы кристаллографии: Учебник для вузов. М.: Физматлит, 2006. 500 с.
- Шафрановский И.И. История кристаллографии (с древнейших времен до начала XIX столетия). Л.: Наука, 1978. 297 с.
- Caspar D.L.D., Klug A. Physical principles in the construction of regular viruses // Cold Spring Harbor Symposium on Quantitative Biology. 1962. V. 27. P. 1-24.

ТЕРМИЧЕСКОЕ РАСШИРЕНИЕ ПОЛИМОРФНЫХ МОДИФИКАЦИЙ $BaAl_2Si_2O_8$ –
ЦЕЛЬЗИАНА И ПАРАЦЕЛЬЗИАНА

Горелова Л.А.¹ (l.gorelova@spbu.ru), Кржижановская М.Г.¹, Касаткин А.В.²

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

²Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана, Москва

HIGH PRESSURE CRYSTAL CHEMISTRY OF NEPHELINE

Gorelova L.A.¹, Krzhizhanovskaya M.G.¹, Kasatkin A.V.²

¹St. Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russia

²Fersman Mineralogical Museum, RAS

Минералы парацельзиан и цельзин с общей формулой $BaAl_2Si_2O_8$, хотя являются относительно редкими минералами, относятся к одной из наиболее распространенных в Земной коре группе минералов полевого шпата. При этом если цельзиан является «классическим» полевым шпатом с пр.гр. $I2/c$ (Newham, Megaw, 1960) и его структура является каркасной и упорядоченной, то топология кристаллической структуры парацельзиана (пр.гр. $P2_1/c$) (Bakakin, Belov, 1960) отлична. Как и в полевых шпатах *sensu stricto*, каркас состоит из тетраэдров SiO_4 и AlO_4 , образующих четырех- и восьмичленные кольца, но топология их сочленения другая (Smith, Brown, 1988). Согласно литературным данным цельзиан стабилен от комнатной температуры до 1590 °С, где он обратимо переходит в слоистый гексацельзиан, который в свою очередь стабилен до температуры плавления (~1760 °С) (Lin, Foster, 1968). Кремовичем с соавторами (Kremenovic et al., 1997) было изучено термическое расширение и обратимый изосимметричный полиморфный $\alpha \leftrightarrow \beta$ переход гексацельзиана (при 325 °С).

В настоящей работе мы приводим данные о термическом поведении и коэффициентах термического расширения цельзиана и парацельзиана. Исследования проводили методом порошковой терморентгенографии с использованием дифрактометра Rigaku Ultima IV ($CuK\alpha$, 40 кВ / 30 мА, геометрия на отражение, позиционно-чувствительный счетчик D-Tech Ultra) с термоприставкой, 30–1110 °С, шаг 30 °С, средняя скорость нагревания 50 °/час, $2\theta = 10$ –60°. Обработку терморентгеновского эксперимента и расчет параметров тензора термического расширения проводили с использованием программных комплексов ТТТ (Бубнова и др., 2013) и Toras.

Согласно полученным данным при нагревании парацельзиан начинает разлагаться с образованием цельзиана при 930 °С и полностью переходит в цельзиан при температуре выше 1110 °С. Данный полиморфный переход является необратимым и при охлаждении сохраняется структура стабильного цельзиана, который при последующем прогреве остается стабильным во всем диапазоне исследования, что согласуется с данными Лина и Форстера (Lin, Foster, 1968). Объемное термическое расширение более высокосимметричного полиморфа – парацельзиана почти в два раза интенсивнее его низкосимметричной стабильной модификации – цельзина (23 и $12 \times 10^{-6} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$, соответственно). При этом термическое расширение обеих модификаций $BaAl_2Si_2O_8$ резко анизотропно, вплоть до нулевого расширения вдоль одного из направлений: $\alpha_{\max} / \alpha_{\min} = 59$ и 4 для парацельзиана и цельзиана, соответственно. Такие существенные различия в поведении близких по своему строению полиморфных модификаций могут быть связаны с подготовкой структуры парацельзиана к полиморфному переходу с образованием цельзиана.

Рентгеновские исследования выполнены в ресурсном центре СПбГУ «Рентгено-дифракционные методы исследования». Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (грант № 19-77-00038).

Список литературы

Бубнова Р.С., Фирсова В.А., Филатов С.К. Программа определения тензора термического расширения и графическое представление его характеристической поверхности (Theta to Tensor TTT) // Физика и химия стекла. 2013. Т. 39. № 3. С. 505–509.

Bakakin V.V., Belov N.V. Crystal structure of paracelsian // Kristallografiya. 1960. Vol. 5. P. 864–868.

Bruker AXS (2009) Topas V4.2: General profile and structure analysis software for diffraction data. Karlsruhe, Germany.

Kremenovic A., Norby P., Dimitrijevic R., Dondur V. Time-temperature resolved synchrotron XRPD study of the hexacelsian alpha-beta polymorph inversion // Solid State Ionics. 1997. Vol. 101. P. 611–618.

Lin H.C., Foster W.R. Studies in the system BaO–Al₂O₃–SiO₂ I. The polymorphism of celsian // Am. Mineral. 1968. Vol. 53. P. 134–144.

Newnham R.E., Megaw H.D. The crystal structure of celsian // Acta Cryst. 1960. Vol. 13. P. 303.

Smith J.V., Brown W.L. Feldspar minerals. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag. 1988. 828 p.

ТУГОПЛАВКИЕ БОГАТЫЕ ФОРСТЕРИТОМ ВКЛЮЧЕНИЯ В ХОНДРИТАХ:
ИЗУЧЕНИЯ МЕТОДОМ ДИФРАКЦИИ ОБРАТНО-РАССЕЯННЫХ ЭЛЕКТРОНОВ
(EBSD)

**Дугушкина К.А. (dugushkina.kseniya@mail.ru), Берзин С.В., Шиловских В.В.,
Замятин Д.А.**

Уральское отделение РМО, Институт геологии и геохимии
им. А.Н. Заварицкого УрО РАН

REFRACTORY FORSTERITE RICH OBJECTS IN CHONDRITES: STUDIES BY
ELECTRON BACKSCATTERED DIFFRACTION (EBSD)

Dugushkina K.A., Berzin S.V., Shilovskikh V.V., Zamyatin D.A.

Ural Branch of the RMS, A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry UB RAS

Тугоплавкие богатые форстеритом включения (refractory forsterite rich objects) являются общим компонентом для хондритов разных классов, были найдены и изучены в неравновесных углистых (McSween, 1977, Pack et al., 2005, и др.), обыкновенных (Steele, 1986, Берзин и др., 2019), и R-хондритах (Pack et al., 2004). Форстерит характеризуется низкой железистостью (Fa 0,05-2,0), обогащением тугоплавкими литофильными элементами (RLE), в частности CaO 0,5-1,0%, Al₂O₃ до 0,3%, TiO₂ до 0,15%, резким дефицитом MnO и NiO, обогащением ¹⁶O [Pack et al., 2004, и др.]. Размер таких включений варьирует от 10 мкм до 1 мм. Исходя из вышеперечисленных признаков богатые форстеритом включения относят к категории так называемых тугоплавких включений (refractory inclusion) – наиболее ранних минеральных образований протосолнечной небулы. По сравнению с другими тугоплавкими включениями (CAIs и AOAs) богатые форстеритом включения характеризуются меньшей степенью изученности. Механизмы их формирования отчасти остаются дискуссионным, согласно одним гипотезам, формирование было путем непосредственной конденсации из небулярного газа (Steele, 1986, и др.). Согласно другим гипотезам, форстерит кристаллизовался в каплях расплава, обогащенного RLE, т.н. протохондрах или хондрах начальной генерации, с дальнейшим разрушением последних и высвобождением форстерита (McSween, 1977, Pack et al., 2004, Pack et al., 2005, и др.).

В некоторых тугоплавких богатых форстеритом включениях присутствует кайма низкожелезистого пироксена, мощностью до 100 мкм. Кайма традиционно называется реакционной (Pack et al., 2004), однако, специального изучения её не проводилось. Теоретически возможны два пути формирования пироксеновой каймы: обрастание форстерита новообразованным пироксеном, или замещение форстерита пироксеном по периметру.

Для определения механизма формирования пироксеновой каймы в тугоплавких богатых форстеритом включениях, было проведено изучение и картирование включений методом дифракции отраженных электронов (EBSD), на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N оснащенный детектором EBSD Oxford NordLys Nano, (ресурсный центр «Геомодель» научного парка СПбГУ) и на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6390LV, оснащенный энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 450 X-Max80 и EBSD-приставкой NordlysNano Oxford Instruments (ЦКП «Геоаналитик», ИГГ УрО РАН).

Были изучены 6 тугоплавких богатых форстеритом включений из 3-х углистых хондритов: Northwest Africa 11179 (CM2), Northwest Africa 11781 (CM2) и Allende (CV3) [Дугушкина, Берзин, 2019]. Изученные включения имеют преимущественно

неправильную обломочную форму, реже округлую. Размер варьирует от 0,3 до 1 мм. Включения состоят из одного или нескольких зерен форстерита. В 3-х включениях установлены точки тройного сочленения между зернами оливина. Зерна форстерита содержат включения шпинели и округлые включения металла и кислого стекла.

В результате EBSD картирования установлено, что зерна форстерита имеют блоковое строение с относительной разориентировкой отдельных блоков в пределах кристалла до 10° .

Наблюдаемая пироксеновая кайма полностью или частично окружает зерна форстерита. Её мощность варьирует от 2-5 мкм до 100-200 мкм. В результате изучения установлено, что кайма сложена преимущественно клиноэнстатитом. В кайме одного из включений установлено небольшое количество (менее 10%) ромбического энстатита, который, по всей видимости, псевдоморфно замещает клиноэнстатит. В некоторых индивидах клиноэнстатита наблюдается полисинтетическое двойникование.

Граница оливина и клиноэнстатитовой каймы неровная, и вероятнее всего является коррозионной. Клиноэнстатитовая кайма состоит из отдельных зерен клиноэнстатита размером 30-150 мкм. Зона геометрического отбора в клиноэнстатитовой кайме на границе с форстеритом отсутствует. Границы между зернами клиноэнстатита криволинейные, плавно изгибающиеся, и, по всей видимости, являются индукционными. Структура каймы гранонематобластовая, аналогичная структуре мономинеральных метаморфических или метасоматических пород (мрамор, кварцит и т.п.).

По полученным данным можно сделать следующий вывод: коррозионная граница с форстеритом, отсутствие зоны геометрического отбора и гранонематобластовая структура клиноэнстатитовой каймы свидетельствуют о ее формировании за счет замещения форстерита. Т.е. кайма имеет реакционную природу. Установлено, что клиноэнстатитовая кайма в богатых форстеритом включениях имеет реакционную природу и сформировалась в результате взаимодействия с небулярным веществом. Подобное взаимодействие носило широко распространенный, но не всеобъемлющий характер, и может быть связано с процессами формирования хондр. Показано, что кайма практически полностью состоит из клиноэнстатита. Выявлено внутреннее блоковое строение зерен форстерита с разориентировкой блоков до 10° .

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-35-90059.

Список литературы

Берзин С.В., Иванов К.С., Бурлаков Е.В. Находка тугоплавких включений в метеорите Северный Колчим (НЗ) // Доклады Академии наук. 2019. Т. 487. № 6. С. 650-652.

Дугушкина К.А., Берзин С.В. Новый углистый хондрит CM2 из Северо-Западной Африки (Northwest Africa 11781) // Литосфера. 2019. Т 19. № 4. С. 580-587.

McSween H.Y.Jr. On the nature and origin of isolated olivine grains in carbonaceous chondrites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1977, Vol. 41, pp. 411 to 418.

Pack A., Yurimoto H., Palme H. Petrographic and oxygen-isotopic study of refractory forsterites from R-chondrite Dar al Gani 013 (R3.5-6), unequilibrated ordinary and carbonaceous chondrites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2004. Vol.68. №5. pp. 1135–1157.

Pack A., Palme H., Shelley J.M.G. Origin of chondritic forsterite grains // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2005. Vol. 69. №12. pp. 3159–3182.

Steele I.M. Compositions and textures of relic forsterite in carbonaceous and unequilibrated ordinary chondrites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1986. Vol.50. pp. 1379-1395.

КУБОИДЫ АЛМАЗА С ПИРАМИДАМИ РОСТА ГРАНЕЙ {110}

Клепиков И.В. (Klepikov_Igor@mail.ru), Васильев Е.А., Антонов А.В.¹
Санкт-Петербургское отделение РМО. ¹ФГБУ «ВСЕГЕИ», ²СПГУ

CUBOID DIAMONDS WITH {110} GROWTH PYRAMIDS

Klepikov I.V.¹, Vasilev E. A.², Antonov A.V.¹
Saint-Petersburg Branch of the RMS. ¹FGBU VSEGEI, ²SPMU

Среди природных кристаллов алмаза подавляющее большинство представлено октаэдрами – в таких кристаллах доминирует прямолинейная зональность тангенциального механизма роста. В резко подчиненном количестве встречаются кубоиды и кристаллы с совместным ростом пирамид граней {111} и {100}. В большинстве россыпных и некоторых коренных месторождениях преобладают «додекаэдроиды» - их габитус сложен двенадцатью округлыми поверхностями растворения, преломленными по короткой диагонали (Кухаренко, 1955). А вот кристаллы с ростовой зональностью пирамид граней {110} практически не описаны в литературных данных.

В группе кубоидов из россыпей Красновишерского района встречены два растворенных индивида, во внутреннем строении которых проявлен совместный рост пирамид граней {100} и {110}. Кристаллы 605-66 и 223-76 (рис. 1, а, г) по своим особенностям относятся ко II разновидности по классификации Ю.Л. Орлова: кубический габитус, желтая и коричневая окраска, желтая фотолюминесценция, обусловленная системой S1, центрами 575, 637 нм и дополнительными линиями в ближнем ИК-диапазоне (Клепиков и др., 2019). Эти образцы были изучены с помощью методов оптической микроскопии и монохромной катодолюминесценции (КЛ).

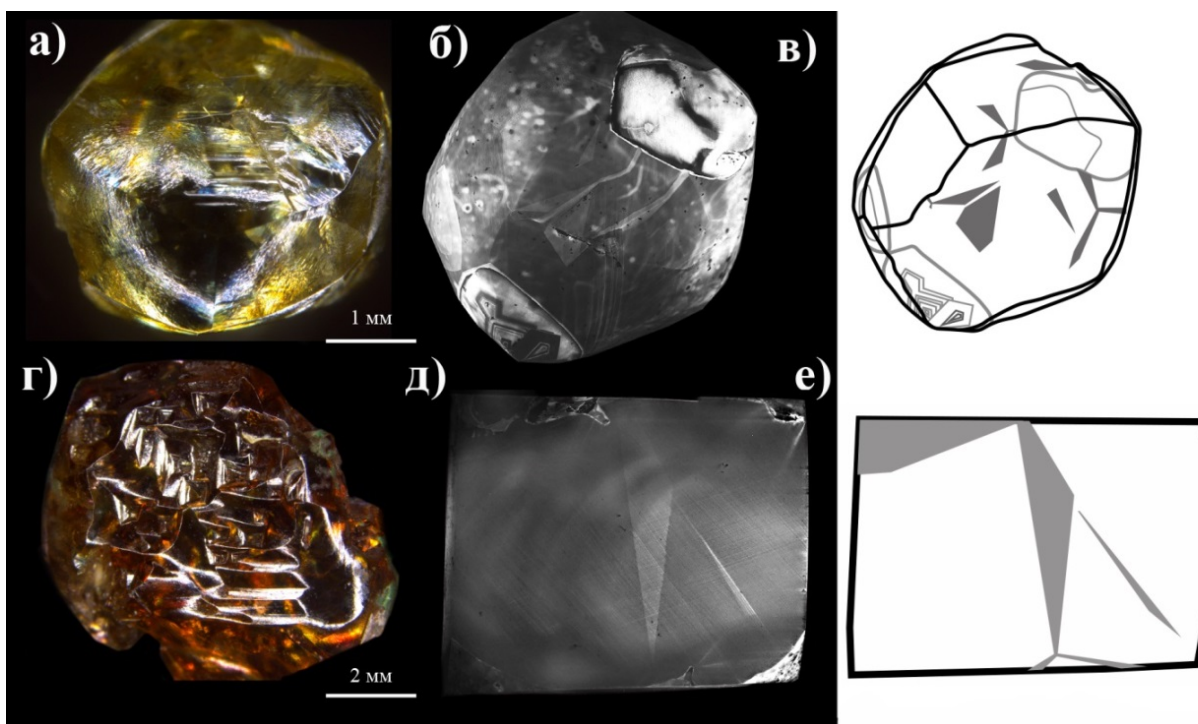


Рисунок 1. Морфология и внутреннее строение кристалла 605-66: а) фото б) изображение КЛ поверхности в) схема развития секторов; и кристалла 223-76: г) фото д) изображение КЛ пластины е) схема развития секторов.

Во внутреннем строении данных кубоидов обнаружены фрагменты с секториальным строением. В общем пространстве пирамиды роста граней $\{100\}$ проявляются фрагменты с «лучами», исходящими из одной точки в трех направлениях. Такие лучи видны и на КЛ снимке поверхности целого кристалла 605-66 (рис. 1, б, в), и на КЛ снимке плоско-параллельной полированной пластины из кристалла 223-76 (рис. 1, д, е). В объеме кубоида 605-66 обнаружено 4 участка с секторами в виде лучей, исходящими из одной точки в трех направлениях и несколько фрагментов «лучей» рядом с этими участками. На выходах осей третьего порядка этого растворенного кристалла наблюдается нарастание вицинальных октаэдрических пластин, контрастно проявляющееся в КЛ (рис. 1, б). Видно, что происходил совместный рост пирамид граней $\{100\}$ и пирамид, которые в сечении образуют сектора в виде лучей. На последнем этапе происходило нарастание октаэдрических ступеней.

Обнаруженное секториальное внутреннее строение позволяет сделать вывод, что «лучи» являются секторами роста граней $\{110\}$. Габитус кристалла при совместном росте пирамид граней $\{110\}$ и $\{100\}$ остается кубическим, но на месте ребер куба - плоские грани ромбододекаэдра. При сечении такого кристалла вблизи поверхности в направлении $\langle 111 \rangle$, сектора ромбододекаэдра в виде лучей будут выделяться в общем объеме пирамиды роста кубоида. В отличие от секторов роста граней $\{111\}$, которые также могут распространяться в трех направлениях при просмотре в направлении $\langle 111 \rangle$, «лучи» граней $\{110\}$ исходят строго из одной точки. Такие кристаллы описаны в аллювиальных россыпях северо-востока Сибирской платформы (Павлушин и др., 2017), а аналогичное внутреннее строение описано только для кубоидов трубки Орапа (Timmerman et. al., 2018). Стоит отметить, что в синтетических НРНТ кристаллах алмаза наличие пирамид роста граней $\{110\}$ является обычной ситуацией.

Таким образом, в работе показана ростовая природа пирамид роста граней $\{110\}$ в природных кристаллах алмаза, а также показана возможность сосуществования в одном природном кристалле слоев роста граней $\{110\}$, $\{100\}$ и $\{111\}$.

Список литературы

Клепиков И. В., Васильев Е. А., Антонов А.В. Особенности дефектно-примесного состава кристаллов алмаза с пирамидами роста $\langle 100 \rangle$ из россыпей Красновишерского района// Записки РМО. 2019. №5. С. 59-73.

Кухаренко А. А. Алмазы Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 510 с.

Павлушин А. Д., Зедгенизов Д. А., Пироговская К. Л. Кристалломорфологическая эволюция роста и растворения кривогранных кубических кристаллов алмаза из россыпей Анабарского алмазоносного района// Геохимия. 2017. № 12. С. 1141–1152.

Timmerman S. Formation of unusual yellow Orapa diamonds // Mineralogy and Petrology. — 2018. —V.112. —P.209-218.

КРИСТАЛЛОХИМИЯ, ТЕРМИЧЕСКИЕ И ФЛЮОРЕСЦЕНТНЫЕ СВОЙСТВА
ПРИРОДНЫХ И СИНТЕТИЧЕСКИХ 0-D и 1-D БОРОСИЛИКАТОВ

**Кржижановская М.Г.¹ (mariya.krzhizhanovskaya@spbu.ru), Волков С.Н.², Юхно В.А.²,
Бубнова Р.С.², Копылова Ю.О.¹, Колесников И.Е.¹, Власенко Н.С.¹, Филатов С.К.¹**

Санкт-Петербургское отделение Российского минералогического общества

¹С.-Петербургский государственный университет, Университетская наб. 7/9, 199034, С.-
Петербург, Россия

²Институт химии силикатов РАН, наб. Макарова 2, 199034, С.-Петербург, Россия

CRYSTAL CHEMISTRY, THERMAL AND FLUORESCENCE PROPERTIES OF
NATURAL AND SYNTHETIC 0-D AND 1-D BOROSILICATES

**Krzhizhanovskaya M.G.¹, Volkov S.N.², Yukhno V.A.², Bubnova R.S.², Firsova V.A.²,
Kopylova Y.O.¹, Kolesnikov I.E.¹, Vlasenko N.S.¹, Filatov S.K.¹**

St. Petersburg Branch of Russian Mineralogical Society

¹ St. Petersburg State University, University Emb. 7/9, 199034, St. Petersburg, Russia

²Institute of Silicate Chemistry RAS, SPbSU, Makarova Emb. 2, 199034, St. Petersburg.

Разнообразие структур боросиликатов щелочных и щелочноземельных катионов в сочетании с их термическими свойствами и трансформациями недавно была показана нами в (Krzhizhanovskaya et al. 2019). Настоящая работа посвящена изучению полиморфизма, термического расширения и распада природных и синтетических боросиликатов с низкоразмерными островными (0-D) и цепочечными (1-D) боросиликатными анионами. В частности исследованы аксинит и корнерупин с островными структурными единицами (Кржижановская и др. 2019), стиллуэллит, таджикит, серендибит и синтетические фазы семейства $R_3B_2SiO_8$ (Yukhno et al. 2018, Юхно и др. 2020, Krzhizhanovskaya et al 2020) с цепочечными B,Si-O группами. Поскольку боросиликаты с редкоземельными элементами (РЗЭ) хорошо зарекомендовали себя в качестве потенциальных люминофоров для изготовления белых светодиодов, дополнительное внимание уделено оптическим характеристикам соединений с РЗЭ.

По данным терморентгенографии исследованные соединения имеют низкие или средние для силикатов коэффициенты термического расширения и распадаются при высоких температурах около или выше 1000 °С на силикаты и/или оксиды; бораты фиксировались только после распада соединений семейства $R_3B_2SiO_8$ с большим содержанием бора. В цепочечных боросиликатах в области 500-600 °С наблюдаются изменения характера термического расширения, которые в стиллуэллите по данным уточнения структуры его синтетического аналога объясняются сдвиговым полиморфным переходом с потерей полярности (Belokoneva et 1996).

Допированные европием твердые растворы на основе псевдоцепочечной структуры $Sr_3B_2SiO_8$ являются многообещающими красными люминофорами (Krzhizhanovskaya et al 2020), тогда как $Ca_3B_2SiO_8$, допированный иттербием, имеет средние люминесцентные показатели (Yukhno et al 2018), а он же с эрбием практически не флюоресцирует (Юхно и др. 2020). В соответствие с первичными оптическими исследованиями стиллуэллита и таджикита, имеющих в составе РЗЭ, зафиксирована слабоинтенсивная люминесценция в синей и красной областях, соответственно.

Авторы благодарны ресурсным центрам «Рентгенодифракционных методов исследований», «Оптических и лазерных методов исследования вещества» и РЦ

«Геомодель» СПбГУ за возможность осуществления исследований и вычислений. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (18-29-12106).

Список литературы

Krzhizhanovskaya M.G., Bubnova R.S., Filatov S.K. Crystalline borosilicates of alkali and alkaline earth metals: hierarchy, fundamental building blocks and thermal expansion // Eur. J. Glass Sci. Technol. Part B, Phys. Chem. Glass. 60. 2019. P. 129-139.

Кржижановская М.Г., Фирсова, В.А., Бубнова Р.С., Бритвин С.Н., Бубнова О.Г., Пеков И.В. Высокотемпературное поведение аксинита-(Mn), корнерупина и лейкофенита // Записки Российского Минералогического Общества. 148. 2019. С. 84-93.

Belokoneva E.L., Shuvaeva V.A., Antipin M.Yu., Leonyuk N.I. Crystal structure of a high-temperature modification of LaBSiO_5 , a synthetic analog of stillwellite // Zhurnal Neorganichskoj Khimii 41. 1996. P. 1097-1101.

Krzhizhanovskaya M.G., Volkov S.N., Povolotskiy A.V., Bubnova R.S., Belousova O.L., Kolesnikov I.E., Britvin S.N., Vlasenko N.S., Shilovskikh V.V., Filatov S.K. Crystal structure, thermal expansion and fluorescence of $\text{Eu}^{3+}:\text{Sr}_{3-1.5x}\text{Eu}_x\text{B}_{2+y}\text{Si}_{1-y}\text{O}_{8-y/2}$ phosphors / Materials Chemistry and Physics (submitted).

Yukhno V., Bubnova R., Povolotskiy A., Volkov S., Kolesnikov I., Krzhizhanovskaya M., Ugolkov V. Novel solid solutions of $\text{Ca}_{3-1.5x}\text{Yb}_{x-0.5x}\text{B}_2\text{SiO}_8$: Synthesis, crystal structure, luminescence and thermal properties. // Solid State Sciences. 83. 2018. P. 82-89.

Юхно В.А. , Поволоцкий А.В., Кржижановская М.Г., Колесников И.Е., Бубнова Р.С. Новые твердые растворы $\text{Ca}_{3-1.5x}\text{Er}_x\text{B}_{2-y}\text{SiO}_8$: синтез, фазовый переход под воздействием изморфных замещений и температуры, термическое расширение и люминесцентные свойства полиморфов. // Физика и химия стекла. Том 46. №5, 2020. С. 497-508.

МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ ГЕМАТИТА В ФУМАРОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВУЛКАНА
ТОЛБАЧИК (КАМЧАТКА, РОССИЯ): НОВЫЕ ДАННЫЕ

¹Сандалов Ф.Д. (fyodor.sandalov@yandex.ru), ¹Кошлякова Н.Н.
(nkoshlyakova@gmail.com), ¹Пеков И.В. (igorpekov@mail.ru), ¹Япаскерт В.О.
(yvo72@geol.msu.ru), ¹Ханин Д.А. (mamontenok49@yandex.ru),
²Сидоров Е.Г. (mineral@kscnet.ru)

¹Московское отделение РМО, Московский государственный университет имени М.В.
Ломоносова, геологический факультет; ²Камчатское отделение РМО, Институт
вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский

HEMATITE-GROUP MINERALS IN FUMAROLIC SUBLIMATES OF THE
TOLBACHIK VOLCANO (KAMCHATKA, RUSSIA): NEW DATA

¹Sandalov F.D., ¹Koshlyakova N.N., ¹Pekov I.V., ¹Yapaskurt V.O., ¹Khanin D.A.,
²Sidorov E.G.

¹Moscow Branch of RMS, Faculty of Geology, Moscow State University, Vorobievsky Gory,
Moscow, 119991 Russia; ²Kamchatka Branch of RMS, Institute of Volcanology and Seismology
Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences, 9 Piip Boulevard, Petropavlovsk-
Kamchatsky, 683006 Russia

Исследованы гематит и корунд из фумарольных отложений вулкана Толбачик (Камчатка) (Большое..., 1984). Гематит является самым распространённым минералом класса оксидов в отложениях фумарол окислительного типа не только на Толбачике (Набоко, Главатских, 1983; наши данные), но и на многих других вулканах (Balić-Žunić et al., 2016). В активных фумаролах Второго конуса Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения (СП БТТИ) и палеофумаролах горы 1004 он встречается в ассоциациях с касситеритом, санидином, сильвином, афтиталитом, ангидритом, псевдобрукитом, рутилом, трипугиитом, шпинелидами [магнезиоферритом, ганитом, купрошпинелью, термоэрогенитом (Pekov et al., 2018), шпинелью], йохиллеритом, кальцийохиллеритом, бадаловитом, свабитом, тилазитом, флюоритом и др. Здесь гематит чаще всего представлен изометричными, призматическими, бочонковидными, пластинчатыми и таблитчатыми кристаллами и их сростками. Также отмечены игольчатые, ромбоэдрические, антискелетные кристаллы и сферокристаллы. У некоторых изометричных кристаллов наблюдаются ступени роста на грани пинакоида. Уплощённые кристаллы имеют хорошо развитые грани пинакоида, а у изометричных в огранке преобладают пинакоид и дитригональная призма. У таблитчатых кристаллов проявлено двойникование по (101). Обычно кристаллы гематита не превышают в размерах 1 мм, лишь изредка встречаются уплощенные скелетные кристаллы до 3 см. Химический состав минерала изучен с помощью сканирующего электронного микроскопа Jeol JSM-6480LV в Лаборатории локальных методов исследования вещества на кафедре петрологии МГУ имени М.В. Ломоносова. Фумарольный гематит Толбачика нередко богат примесями. В нем нами установлены следующие максимальные содержания главных примесных компонентов: TiO_2 – 10.1 мас.% = 0.20 атома на формулу (а.ф.) Ti (формулы здесь и ниже рассчитаны на три атома кислорода), Al_2O_3 – 2.8 мас.% = 0.09 а.ф. Al, MgO – 2.7 мас.% = 0.10 а.ф. Mg. В меньшем количестве находятся Cr_2O_3 – до 3.8 мас.% = 0.08 а.ф. Cr, MnO – до 2.4 мас.% = 0.05 а.ф. Mn, ZnO – до 0.5 мас.% = 0.01 а.ф. Zn, V_2O_5 – до 0.3 мас.% = 0.01 а.ф. V. В некоторых образцах зафиксирована примесь сурьмы – до 2.6 мас.% Sb_2O_5 = 0.03 а.ф. Sb. Для гематита из других формаций нехарактерны примеси олова и меди. В толбачинском фумарольном гематите ранее было установлено 3.5-4.5 мас.% SnO_2

(Серафимова, Ананьев, 1992). По нашим данным, содержание SnO_2 в нем достигает 9.2 мас.% = 0.10 а.ф. Sn, а концентрация CuO – 4.7 мас.% = 0.09 а.ф. Cu. Эмпирические формулы гематита с максимальными содержаниями олова и сурьмы следующие: $(\text{Fe}_{1.863}\text{Sn}_{0.099}\text{Mn}_{0.008})_{\Sigma 1.970}\text{O}_3$ и $(\text{Fe}_{1.863}\text{Ti}_{0.042}\text{Al}_{0.038}\text{Sb}_{0.028}\text{Cu}_{0.021}\text{Cr}_{0.001})_{\Sigma 1.994}\text{O}_3$ соответственно. Оловосодержащий гематит зачастую демонстрирует зональность, выраженную в чередовании зон с различным содержанием олова. В зональных кристаллах гематита наблюдаются обильные вросстки касситерита, причем картина напоминает характерную эмульсионную вкрапленность, а в некоторых кристаллах обнаружены ламеллы касситерита; эти факты с большой вероятностью говорят о распаде высокотемпературного твердого раствора состава $(\text{Fe,Sn})_{2-x}\text{O}_3$.

Корунд установлен в fumarолах Ядовитой и Арсенатной на Втором конусе СП БТТИ. Морфология толбачинского корунда разнообразна: он образует сферокристаллы, таблитчатые, изометричные, пластинчатые кристаллы и их сростки размером до 40 мкм. Корунд находится в ассоциации с содалитом, фторфлогопитом, метатенардитом, афтиталитом и гематитом, причем с последним встречается в тесных сростаниях, иногда эпитактически нарастая на него. Fumarольный корунд является практически чистым оксидом алюминия с эмпирической формулой $(\text{Al}_{1.943}\text{Fe}_{0.057})_{\Sigma 2.000}\text{O}_3$. Параметры гексагональной элементарной ячейки корунда из fumarолы Арсенатной: $a = 4.759(1) \text{ \AA}$, $c = 13.008(1) \text{ \AA}$, $V = 255.2(3) \text{ \AA}^3$.

Корунд и гематит образовались в fumarолах Толбачика при температуре не менее 500 °С, скорее всего в результате процессов метасоматического преобразования базальтового шлака при участии вулканического газа. Возможно и прямое осаждение (десублимация) гематита из fumarольного газа.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, грант 19-17-00050 (исследование fumarольного корунда) и Российского фонда фундаментальных исследований, грант 18-05-00051 (изучение химического состава гематита).

Список литературы

Большое трещинное Толбачинское извержение, Камчатка, 1975-1976 / Под ред. С.А. Федотова. М.: Наука. 1984. 633 с.

Набоко С.И., Главатских С.Ф. Постэруптивный метасоматоз и рудообразование. М.: Наука. 1983. 165 с.

Серафимова Е.К., Ананьев В.В. Оловосодержащий гематит горы 1004 (Толбачинский дол, Камчатка) // Постэруптивное минералообразование на активных вулканах Камчатки. Часть 1. Владивосток. 1992. С. 115-121.

Balić-Žunić T., Garavelli A., Jakobsson S.P., Jonasson K., Katerinopoulos A., Kyriakopoulos K., Acquafredda P. Fumarolic minerals: an overview of active European volcanoes. Updates in Volcanology - From Volcano Modelling to Volcano Geology. 2016. P. 267-322.

Pekov I. V., Sandalov F. D., Koshlyakova N. N., Viggasina M. F., Polekhovsky Y. S., Britvin S. N., Sidorov E. G., Turchkova A. G. Copper in natural oxide spinels: The new mineral thermaerogenite CuAl_2O_4 , cuprospinel and Cu-enriched varieties of other spinel-group members from fumaroles of the Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia. Minerals. 2018. Vol. 8(11). Paper 498.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ КРИСТАЛЛ–ФЛЮИД: ПОВЕДЕНИЕ СТИЛЬБИТА ПРИ ВЫСОКОМ ДАВЛЕНИИ

Сереткин Ю.В.^{1,2} (yuvsv@igm.nsc.ru), Дементьев С.Н.², Лихачева А.Ю.^{2,3},
Бражникова А.С.^{1,2}

Западно-Сибирское отделение РМО. ¹Новосибирский гос. университет, ²Институт геологии и минералогии СО РАН, ³Институт ядерной физики СО РАН

CRYSTAL–FLUIDE INTERACTION: BEHAVIOR OF STILBITE UNDER HIGH PRESSURE

Seryotkin Yu.V.^{1,2}, Dementiev S.N.², Likhacheva A.Yu.^{2,3}, Rashchenko S.V.^{1,2,3}
West-Siberian Branch of the RMS. ¹Novosibirsk State University, ²Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, ³Institute of Nuclear Physics SB RAS

Методами порошковой рентгеновской дифрактометрии (синхротронное излучение, $\lambda = 0.3685 \text{ \AA}$) и монокристалльного рентгеноструктурного анализа (MoK α) изучены сжимаемость и структурная эволюция природного цеолита стильбита $[\text{Ca}_{4.00}\text{Na}_{1.47}(\text{H}_2\text{O})_{33}][\text{Al}_{9.47}\text{Si}_{26.53}\text{O}_{72}]$ при сжатии в проникающей (смесь этанол:вода 4:1) и непроникающей (жидкий парафин) средах. При сжатии стильбита в водосодержащей среде на начальном этапе (ниже 1 ГПа) эффект индуцированной давлением гидратации проявляется в дозаселении частично вакантных позиций H_2O ; суммарное содержание H_2O увеличивается на 3.2 молекулы на ф.е. (Рис. 1). Выше 1 ГПа происходит заселение вакантной при нормальных условиях позиции H_2O , не связанной с катионами. Выше 2.6 ГПа состав стильбита не меняется.

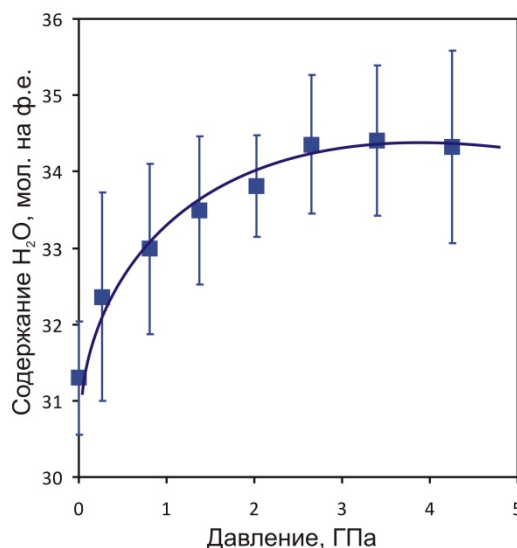


Рис. 1. Изменение содержания H_2O в структуре стильбита при сжатии в проникающей среде.

Во всем исследованном интервале зависимость объема э.я. от давления (Рис. 2) близка к линейной, без аномалий, в том числе в области выхода на постоянный состав.

Сжимаемость стильбита в парафине ожидаемо выше его сжимаемости в проникающей среде (Рис. 2), но ниже 3-х ГПа она значительно выше лишь вдоль a -оси; зависимости $b(P)$ и $c(P)$ для проникающей и непроникающей сред близки. Изменения в координационном окружении катионов сводится к небольшим смещениям водных позиций и некоторому перераспределению их заселенности. Выше 3-х ГПа наблюдается

резкое сжатие структуры вдоль b -оси; по двум другим направлениям изменения близки к регулярным. Симметрия структуры понижается до триклинной.

Эксперименты на обратном ходе при понижении давления показали полную обратимость структурных изменений (Рис. 2).

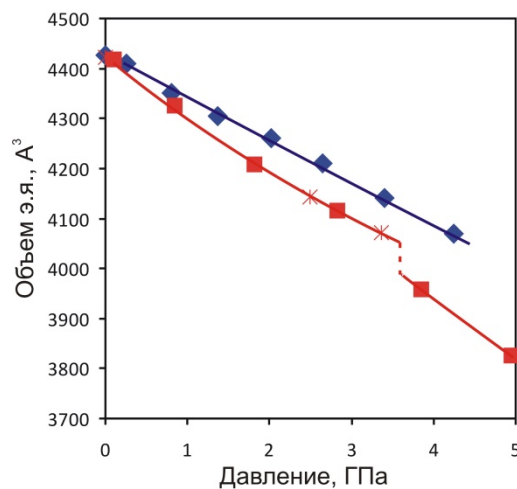


Рис. 2. Изменение объема э.я. стильбита при сжатии в водосодержащей (синие ромбы) и безводной (красные квадраты) средах. Звездочками обозначены значения, измеренные при разгрузке стильбита, сжатого в парафине.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 19-05-00800).

ОСОБЕННОСТИ МИКРОСТРУКТУРЫ КАРБОНАДО

Угапьева С.С.¹ (sargylana-ugapeva@yandex.ru), Афанасьев В.П.² (avr-diamond@mail.ru), Громилов С.А.³ (grom@niic.nsc.ru), Павлушин А.Д.¹ (antonyone@yandex.ru)

¹Якутское отделение РМО, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН

²Западно-Сибирское отделение РМО, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

³Западно-Сибирское отделение РМО, Институт неорганической химии им. А.В. Николаева СО РАН

MICROSTRUCTURE FEATURES OF CARBONADO

Ugapeva¹ S.S., Afanasiev² V.P., Gromilov³ S.A., Pavlushin¹ A.D.

¹Yakutian Branch of Russian Mineralogical Society, Diamond and Precious Metal Geology Institute, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences

²West-Siberia Branch of Russian Mineralogical Society, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences

³West-Siberia Branch of Russian Mineralogical Society, Nikolaev Institute of Inorganic Chemistry, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences

Карбонадо — микрополикристаллическая разновидность алмаза, генезис которой неизвестен. Существуют разные предположения относительно происхождения карбонадо, одни исследователи придерживаются идеи его мантийно-магматической природы (Маракушев и др., 1995; Шелков и др., 1997; Wirth, Rocholl, 2003), другие представляют карбонадо как продукт метаморфизма коровых углеродистых пород, исходя из легкого изотопного состава углерода (Францессон, Каминский, 1974), предполагается и импактный генезис (Езерский, 1986; Мальков, Ракин, 2003). В.А. Петровский и А.Е. Сухарев (2018), подчеркивая неоднородность карбонадо, указывают на возможность множественности их источников. Мы, не касаясь генезиса этих минералов, провели исследование микроструктуры бразильских карбонадо.

Микроструктура образцов карбонадо изучена методами EBSD (Electron back scattered diffraction, метод дифракции обратно отраженных электронов) (университет Маккуори, Сидней, Австралия) на полированной пластинке 1×1 мм. Изображения получены на прямоугольной сетке (шаг - 1 мкм) и проиндексированы с помощью программного обеспечения AZTEC (Oxford Instruments). Рентгенографическое исследование образца размером ~0.5 мм проведено на дифрактометре BrukerDUO (MoK α -излучение, графитовый монохроматор, CCD-детектор).

Методом EBSD установлено, что по поверхности полированной пластинки кристаллиты имеют площадь 10 - 60 мкм², неправильную форму, большие и маленькие зерна сгруппированы в кластеры по всему образцу (рис. 1). Некоторые зерна показывают признаки пластической деформации в форме фрагментации на субзерна с максимальными углами разориентации до 7°. По всей исследованной площади образца карбонадо преимущественной кристаллографической ориентации зерен не наблюдается. Это подтверждают и результаты рентгенографического исследования.

На вставке рис. 2 дана лауэграмма, полученная от неподвижного образца. Хорошо видно равномерное заполнение дифракционных колец. Дифрактограмма на рис. 2 получена путем суммирования серии дебаеграмм полученных при разных положениях образца относительно первичного пучка. Красная кривая соответствует теоретической

дифрактограмме алмаза. Измеренный параметр элементарной ячейки 3,566 (2) Å совпадает с эталонным значением 3,567 Å.

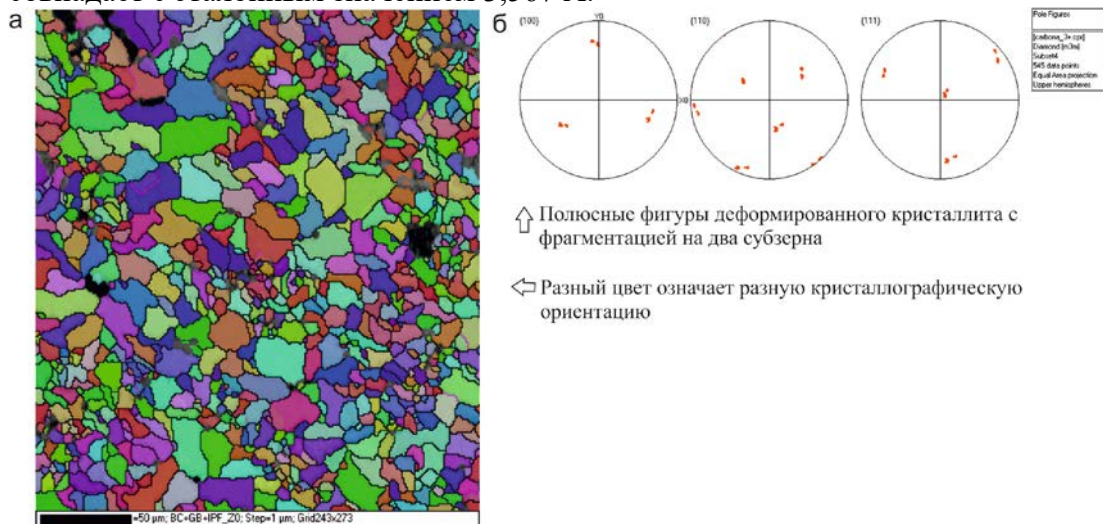


Рис. 1. Изображение EBSD картирования (а) и полюсные фигуры деформированного зерна (б) карбонадо.

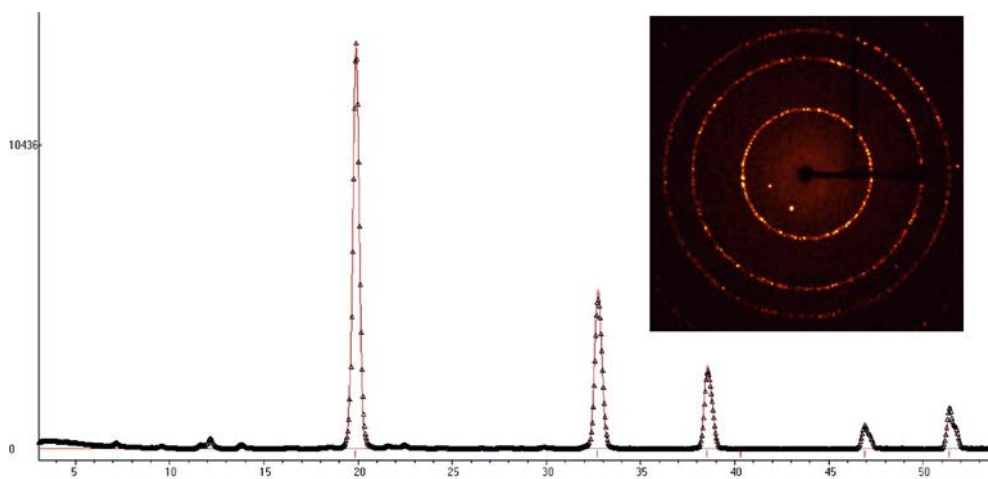


Рис. 2. Дифракционные картины карбонадо.

Полученные результаты добавляют штрихи к общей минералогической картине карбонадо, на основе которой будет построена модель его генезиса.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ №18-45-140011 р_а

Список литературы

- Маракушев А.А., Перцев Н.Н., Зотов И.А. и др. Некоторые петрологические аспекты генезиса алмаза // геология рудных месторождений. 1995. Т.37. №2. С. 105-121.
- Шелков Д., Верховский А.Б., МилледжХ.Дж., Пиллинджер К.Т. Карбонадо Бразилии и Убанги: сравнение с другими формами микрокристаллических алмазов на основе изотопов углерода и азота // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. №2. С. 315-322.
- Withr R., Rocholl A. Nano crystalline diamond from the Earth is mantle underneathHawaaii // Earth and Planet. Sci-Lett. 2003. V. 211. №3-4. Pp. 357-369.
- Францессон Е.В., Каминский Ф.В. Карбонадо – разновидность алмаза некимберлитового генезиса // ДАН СССР, 1974. Т. 219. №1. С. 187-189.
- Езерский В.А. Гипербарические полиморфы, возникающие при ударном преобразовании углей // Записки ВМО. 1986. Ч. 115. Вып. 1. С. 26-33.

Мальков Б.А., Ракин В.И. Примесный кремний – индикатор гипербарических условий образования карбонадо // Материалы Международной конференции «Углерод: минералогия, геохимия и космохимия». Сыктывкар: Геопринт. 2003. С. 67-68.

Петровский В.А., Сухарев А.Е. Возможная множественность источников карбонадо //Иноватика и экспертиза: научные труды. 2018. Выпуск 4 (25). С. 51-60.

ПЕТРОВИТ $\text{Na}_{10}\text{CaCu}_2(\text{SO}_4)_8$, НОВЫЙ МИНЕРАЛ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЭКСГАЛЯЦИЙ
С ВУЛКАНА ТОЛБАЧИК, КАМЧАТКА, РОССИЯ

Шаблинский А.П.¹ (shablinskii.andrey@mail.ru), Филатов С.К.², Кривовичев С.В.^{2,3},
Вергасова Л.П.⁴, Москалева С.В.⁴

¹Институт химии силикатов РАН, Санкт-Петербург, Россия

²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

³Центр наноматериаловедения КНЦ РАН, Апатиты, Россия

⁴Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

PETROVITE $\text{Na}_{10}\text{CaCu}_2(\text{SO}_4)_8$, A NEW FUMAROLIC MINERAL FROM THE TOLBACHIK
VOLCANO, KAMCHATKA, RUSSIA

Shablinskii A.P.¹, Filatov S.K.², Krivovichev S.V.^{2,3}, Vergasova L.P.⁴, Moskaleva S.V.⁴

¹Institute of Silicate Chemistry of the RAS, Saint-Petersburg, Russia

²Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russia

³Nanomaterials Research Centre, Kola Science Centre of the RAS, Apatity, Russia

⁴Institute of Volcanology and Seismology, Far Eastern Branch of the RAS, Petropavlovsk-
Kamchatsky, Russia

Петровит найден на Втором конусе Большого трещинного Толбачинского извержения (отбор пробы 2000 г., температура 200 °С) в ассоциации с теноритом, ангидритом, англезитом, эвхлорином и добровольскийитом. Петровит назван в честь профессора кафедры кристаллографии Санкт-Петербургского университета Томаса Георгиевича Петрова – создателя технологии выращивания ювелирного малахита совместно с А.Э. Гликиным и С.В. Мошкиным, а также создателя двухпараметрического алфавита по кодированию структурно-химической информации и RHAT-каталога модальных минеральных составов магматических пород (Petrov, 2014).

Петровит образует голубые глобулярные корочки из таблитчатых кристаллов, размером до 0.2 мм, содержащих газовые включения. Минерал принадлежит к новому структурному типу: моноклинная сингония, пр. гр. $P2_1/c$, $a = 12.6346(8)$, $b = 9.0760(6)$, $c = 12.7560(8)$ Å, $\beta = 108.75(9)^\circ$, $V = 1385.1(3)$ Å³, $Z = 2$. Химический состав по данным микрозонда (масс. %) – Na₂O 25.03, K₂O 0.80, CaO 3.91, CuO 12.64, MgO 0.59, SO₃ 55.98, сумма 98.97 %. Эмпирическая формула, рассчитанная на 32 атома кислорода, Na_{9.38}Ca_{0.82}K_{0.20}Cu_{1.84}Mg_{0.18}S_{8.12}O₃₂, идеализированная Na₁₀Cu₂Ca(SO₄)₈. Кристаллическая структура петровита уточнена до R-фактора 5.5 %, атомы меди координированы семью атомами кислорода, формируя достаточно необычные полиэдры CuO₇, которые соединяясь по вершинам с полиэдрами SO₄, образуют изолированные кластеры [Cu₂(SO₄)₈]¹²⁻. Кластеры, соединяясь через полиэдры (Na,Ca)O₆, формируют каркас, пустоты в котором заняты атомами натрия. Минерал оптически положительный, двусосный, показатели преломления $\alpha = 1.498(3)$, $\beta_{\text{выч.}} = 1.500$, $\gamma = 1.516(3)$ и $2V = 20(10)$.

Рентгеновские исследования выполнены в ресурсном центре СПбГУ «Рентгендифракционные методы исследования». Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 18-29-12106).

Список литературы

Petrov T. G. Separation-Mixing as a Model of composition Evolution of any Nature // Journal on Systemics, Cybernetics and Informatics. 2014. V. 12, 76–81.

ДОБРОВОЛЬСКИЙИТ $\text{Na}_4\text{Ca}(\text{SO}_4)_3$, НОВЫЙ МИНЕРАЛ ВУЛКАНИЧЕСКИХ
ЭКСТАЛЯЦИЙ С ВУЛКАНА ТОЛБАЧИК, КАМЧАТКА, РОССИЯ

Шаблинский А.П.¹ (shablinskii.andrey@mail.ru), Филатов С.К.², Вергасова Л.П.³,
Москалева С.В.³, Авдонцева Е.Ю.², Бубнова Р.С.¹

¹Институт химии силикатов РАН, Санкт-Петербург, Россия

²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

³Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

DOBROVOLSKIIITE $\text{Na}_4\text{Ca}(\text{SO}_4)_3$, A NEW FUMAROLIC MINERAL FROM THE
TOLBACHIK VOLCANO, KAMCHATKA, RUSSIA

Shablinskii A.P.¹, Filatov S.K.², Vergasova L.P.³, Moskaleva S.V.³, Avdontseva E.Yu.²,
Bubnova R.S.¹

¹Institute of Silicate Chemistry of the RAS, Saint-Petersburg, Russia

²Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russia

³Institute of Volcanology and Seismology, Far Eastern Branch of the RAS, Petropavlovsk-
Kamchatsky, Russia

⁴Nanomaterials Research Centre, Kola Science Centre of the RAS, Apatity, Russia

Добровольскийит обнаружен на II конусе БТТИ (отбор пробы 2000 г., температура 200 °С) в ассоциации с теноритом, ангидритом, англезитом, эвхлорином и петровитом. Добровольскийит назван в честь профессора кафедры минералогии, кристаллографии и петрографии Горного института Владимира Витальевича Доливо-Добровольского – автора фундаментальной работы «Кристаллография Земных оболочек» (Доливо-Добровольский, 1984), в которой он ввел численную характеристику средней симметрии Земных оболочек, автора книги совместно с В.А. Николаевым «Основы теории процессов магматизма и метаморфизма» и ряда учебников.

Добровольскийит формируется в виде белых скрытокристаллических корочек с газовыми включениями. Минерал принадлежит к новому структурному типу: тригональная сингония, пр. гр. $R\bar{3}$, $a = 15.7223(2)$, $c = 22.0160(5)$ Å, $V = 4713.1(2)$ Å³, $Z = 18$. Химический состав (масс. %) Na_2O 29.93, K_2O 1.08, CaO 6.18, CuO 2.17, MgO 1.58, SO_3 59.56, сумма 100.50 %. Эмпирическая формула, рассчитанная на 12 атомов кислорода, $(\text{Na}_{3.90}\text{K}_{0.10})_{\Sigma 4}(\text{Ca}_{0.45}\text{Mg}_{0.16}\text{Cu}_{0.12}\text{Na}_{0.10})_{\Sigma 0.83}\text{S}_{3.08}\text{O}_{12}$, идеализированная $\text{Na}_4\text{Ca}(\text{SO}_4)_3$. Структура уточнена до R 7.2 %, сложена из трех симметрично независимых колонок, вытянутых вдоль c , что сходно с описанием, предложенным для с. т. глазерита (Егоров-Тисменко и др., 1984). Колонки, связываясь через вершины тетраэдров SO_4 , образуют гетерополиэдрический каркас. Оптически положительный, одноосный, показатели преломления $\omega = 1.489(2)$ и $\varepsilon = 1.491(2)$ ($\lambda = 589$ нм).

Рентгеновские исследования выполнены в ресурсном центре СПбГУ «Рентгендифракционные методы исследования». Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 18-29-12106).

Список литературы

Доливо-Добровольский, В.В. Кристаллография Земных оболочек // Записки РМО. 1982. № 5. С. 586–590.

Егоров-Тисменко Ю.К., Соколова Е.В., Смирнова Н.Л., Ямнова Н.А. Кристаллохимические особенности минералов структурного типа глазерита // Минералогический журнал. 1984. № 6. С. 3–9.

ЗНАЧЕНИЕ РАБОТ ИПМ-ВИМС ДЛЯ СОЗДАНИЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ СТРАНЫ

**Якушина О.И. (yakfibio@gmail.ru), Луговская И.Г. (lig_vims@mail.ru),
Печенкин И.Г. (vims-pechenkin@mail.ru)**

Московское отделение РМО, ФГБУ «ВИМС им. Н.М. Федоровского», Москва

ROLE OF THE IPM-VIMS RESEARCH WORKS IN DOMESTIC MINERAL RESOURCE BASE CREATION

Yakushina O.I., Lugovskaya I.G., Pechenkin I.G.

Moscow Branch of the RMS. FSBE VIMS named after N.M. Fedorovsky, Moscow

Богатство страны – ее недра. От состояния минерально-сырьевого комплекса зависит геополитическая безопасность страны и благополучие ее народа. Без устойчивого обеспечения промышленности сырьевыми ресурсами невозможно успешное развитие экономики страны. В Российской Империи еще в 1882 г. Александр III, по представлению Государственного Совета, учредил Геологический комитет (Геолком) для систематического исследования геологического строения государства, который занимался геологоразведочными работами и построением геологической карты России. В результате его деятельности было сформировано общее представление о геологическом строении страны. Тем не менее, перед Первой мировой войной в Россию ввозились цветные металлы и нерудное минеральное сырье почти на 100 млн. руб. золотом в год. Послереволюционные социально-политические изменения негативно отразились на состоянии промышленности. Выпуск продукции в 1920 г. почти в 7 раз меньше 1913 г. (СССР МСБ, 1935; ЦСУ, 1946), однако страна продолжала импортировать минеральное сырье. Остро стояла задача построения собственной промышленности, обеспечения ее собственной минерально-сырьевой базой (МСБ) как условия экономической независимости и развития страны и, в конечном итоге, создать лучшие условия жизни ее населения. Другой задачей первостепенной важности была электрификация страны на основе плана ГОЭЛРО, 100-летие которого отмечается в этом году. Для реализации этого плана также требовалось обеспечение энергетическими сырьевыми ресурсами.

Республика Советов принимает управленческие решения, направленные на обеспечение отечественной промышленности собственным минеральным сырьем. В 1918 г. Геолком передан в ведение Высшего совета народного хозяйства (ВСНХ), создаются Высший Горный Совет при ВСНХ, Московская горная академия (МГА), декретом Совета Народных Комиссаров национализирован Петрографический институт «Lithogaea», учрежденный в 1904 г., в 1923 г. переименованный в Институт прикладной минералогии (ИПМ), а в 1935 г. – во Всесоюзный институт минерального сырья (ВИМС). Для обеспечения промышленности минеральным сырьем важна не только геологическая изученность территории государства, документирование и учет полезных ископаемых, выявленных в недрах, но и наличие месторождений, подготовленных к эксплуатации, для которых есть экономически целесообразные технологии и условия переработки добытого сырья. При этом поиски месторождений следует вести, прежде всего на те виды сырья, в которых в данный момент больше всего нуждается отечественное производство. Такие задачи предстояло решать ИПМ.

Отвечая вызовам потребностей промышленности, первой и наиболее важной проблемой, стоящей перед ИПМ, который возглавил выдающийся ученый и организатор горного дела профессор МГА Н.М. Федоровский, было освобождение производства от импортозависимости, создание собственной конкурентоспособной МСБ. Решение этой

задачи осложнялась тем, что промышленность страны в условиях НЭПа в 1923 г. переводилась на полный хозрасчет (Печенкин, 2016). За выдающиеся успехи в научной деятельности по обеспечению народного хозяйства минеральным сырьем, вклад в создание конкурентоспособной МСБ Н.М. Федоровский в 1933 г. был избран чл.-корр. АН СССР. Заслуга директора ИПМ в новаторской организации работы коллектива института как многопрофильного центра, объединяющего для решения поставленной задачи в единый коллектив научных сотрудников разных специальностей, профиля и стиля работы. Он внедрил комплексный метод изучения минерального сырья – от поисков месторождения до создания технологии переработки сырья, разработал классификацию полезных ископаемых по энергетическому признаку (Федоровский, 1925, 1931), «вертикальное» и «горизонтальное» исследование объектов, выполнялись инициативные венчурные хозрасчетные работы; создан НТС ИПМ; было организовано опытное производство – фактически, это был «проектный подход». В целях широкого информирования о новейших работах в области горного дела и технологии обогащения руд учрежден печатный орган – журнал «Минеральное сырье».

В результате проведения комплексных исследований и разработок ИПМ-ВИМС решил много острых и актуальных проблем страны в области обеспечения как нерудным, так и рудным сырьем). В основу работ был положен комплексный метод решения минерально-сырьевых проблем, предусматривающий наряду с геологическими исследованиями создание промышленных технологий переработки минерального сырья и проведение геолого-экономической оценки сырьевых объектов для их промышленного освоения. Минеральное сырье, которым была обеспечена промышленность молодой советской республики благодаря деятельности ИПМ включают: графит, слюды, абразивы, плавиковый шпат и фтористые соли. Кроме этого была разработана рациональная технология получения алюминия из тихвинских бокситов, которая была положена в основу проекта Днепровского алюминиевого комбината и многое другое (Федоровский, 1931).

За десятилетие (1925–1935 гг.) коллективом института было изучено и передано промышленности большое число месторождений различных полезных ископаемых и в первую очередь тех руд для металлургии и наиболее дефицитных видов нерудного минерального сырья, добыча которых в России раньше полностью отсутствовала, сырье ввозилось из-за границы. Научно-исследовательские работы и достижения ИПМ в области прикладной минералогии способствовали освобождению страны от импорта многих ранее дефицитных видов полезных ископаемых (Федоровский, 1935).

Отечественная МСБ была сформирована к 1932 г. по многим стратегическим видам минерального сырья (СССР МСБ, 1935). Создание МСБ СССР имело важнейшее значение для развития промышленности и сельского хозяйства страны, позволило решить задачу импортозамещения и успешно развивать экспорт сырья.

Список литературы

- СССР. Главное геолого-гидро-геофизич. упр-ние. Минерально-сырьевая база СССР / Отв. ред. И.М. Губкин; НКТП СССР. М.-Л.: Гос. науч.-техн. горно-геол.-нефт. изд., 1934.
- ЦСУ: Отчетные данные о выпуске промышленной продукции за 1913-1945 гг. от 9 марта 1946 г. (Период: 1913-1932-1937-1945)- Архив: РГАЭ Ф. 1562, Оп. 329, Д. 1593, Л. 1-30
- Печенкин И.Г. и др. Роль ВИМСа в становлении минерально-сырьевой базы России // Разведка и охрана недр. 2016. № 5. С. 6-9.
- Федоровский Н.М. Минеральные богатства СССР и перспективы их использования. Л.: Науч. хим-техн. изд-во, 1925. 36 с.
- Федоровский Н.М. Борьба за недра. / Тр. ИПМ. М.: ИПМ, 1931.
- Федоровский Н.М. Реконструкция минералогии как науки / Тр. ИПМ. М.: ИПМ, 1932.

Авторский указатель

А

Абдрахманов И.А., 31
Аблесимов Н.Е., 154
Августинчик И.А., 95
Авдонцева Е.Ю., 227
Азарова Ю.В., 200
Азовскова О.Б., 138
Алексеев И.А., 117, 120
Алифинова Т.А., 114
Амиржанов А.А., 33
Анисимов Н.Н., 97
Антонов А.В., 215
Астахова Ю.М., 90
Афанасьев В.П., 3, 100, 223
Ахмет Э., 145

Б

Бакшеев И.А., 184
Барнышева Т.А., 166
Безлаковский А.И., 154
Белоусова Е.А., 35
Белавская А.В., 58
Бердников Н.В., 102
Берзин С.В., 5, 213
Бильская И.В., 205
Богущ И.А., 105
Борисов А.С., 203
Боровкова Н.В., 180, 188
Борозновская Н.Н., 108
Бортников Н.С., 131
Бочаров В.Н., 191
Бражникова А.С., 221
Бритвин С.Н., 7
Бродская Р.Л., 205
Брусницын А.И., 110
Бубнова Р.С., 217, 227
Булатов В.А., 84
Булах А.Г., 182
Бурлаков Е.В., 5
Бурцев И.Н., 168
Быкова Э.В., 205

В

Васильев Е.А., 215
Васильева К.Ю., 207

Вергасова Л.П., 226, 227
Верещагин О.С., 110, 207
Ветрин В.Р., 35
Владыкин Н.В., 74
Власенко Н.С., 158, 217
Войтеховский Ю.Л., 170, 209
Волков С.Н., 217
Волкова М.Г., 134
Володичев О.И., 14
Воробей С.С., 114
Воронин М.В., 184

Г

Гаранин В.К., 114
Гареев Б.И., 63
Гвозденко Т.А., 184
Гембицкая И.М., 31
Герасимов Б.Б., 112
Гибшер А.А., 114
Голов А.А., 202
Головин А.В., 88, 146
Гонгальский Б.И., 37, 123
Горелова Л.А., 211
Горяйнов С.В., 82
Гриценко Ю.Д., 8
Громилов С.А., 223
Губанов Н.В., 10
Гульбин Ю.Л., 31
Гутников С.И., 154

Д

Даниловская В.В., 82
Дбар Р.С., 20
Девятярова А.С., 82
Дементьев С.Н., 221
Депмайер В., 202
Дмитриева А.В., 39
Дорофеева А.И., 186
Дугушкина К.А., 5, 213
Дурова Е.В., 41
Дымшиц А.М., 88, 114

Е

Егоров А.В., 156
Ершова В.Б., 207

Ефанова Л.И., 127

Ж

Жабоедов А.П., 134

Жиров Д.В., 168

Жукова В.Е., 166

З

Замятин Д.А., 213

Зедгенизов Д.А., 10, 43, 47

Золотарев А.А., 191

Зубкова Н.В., 16

Зырянова Л.А., 108

И

Иващенко В.И.

Иоспа А.В., 166, 195

К

Калистратова Е.О., 12

Калугина А.Д., 47

Канева Е.В., 74

Карабцов А.А., 97

Карманов Н.С., 82, 136

Касаткин А.В., 211

Кепежинская П.К., 102

Клепиков И.В., 215

Климовская Е.Е., 48

Кобзева Ю.В., 205

Ковалевский В.В., 51

Ковругин В.М., 202

Колесников И.Е., 158, 217

Коньшев А.А., 117, 120

Копылова Ю.О., 158, 217

Костровицкий С.И., 53

Котов А.А., 78

Котова Е.Л., 86, 205

Кох С.Н., 82

Кошлякова Н.Н., 219

Криволицкая Н.А., 37, 123

Кривошеков Н.Н., 90

Кржижановская М.Г., 158, 211, 217

Кривовичев С.В., 226

Кринов Д.И., 125

Крук А.Н., 22

Крупенин М.Т., 12

Кузнецов С.К., 127, 136

Кузьмин Д.В., 37, 78, 123

Кулешевич Л.В., 156

Куприянов И.Н., 22

Л

Лавров О.Б., 129

Лапега А.В., 43

Лезжов А.М., 54

Лесовик В.С., 160

Леонова Л.В., 84

Лихачева А.Ю., 221

Луговская И.Г., 228

Луфуанди Матондо И.П., 56

Любимцева Н.Г., 131

Ляхницкая В.Д., 205

М

Мазуров М.П., 58

Майорова Т.П., 127

Максимов О.А., 14

Максимова И.В., 61

Максимович И.А., 78

Малова Ю.Г., 154

Мальковец В.Г., 114

Марфин А.Е., 74

Морозов М.В., 41, 76

Москалева С.В., 226, 227

Мошников И.А., 51

Мурашко М.Н., 26

Мурзин В.В., 136

Н

Назарчук Е.В., 202

Невструев В.Г., 102

Непомнящих А.И., 134

Низамова А.В., 63

Низаметдинов И.Р., 78

Николаев А.Г., 63

Нуриева Е.М., 63

О

Ожогина Е.Г., 90, 162, 164, 166, 195

Окс Е., 108

Олюшина А.А., 156

П

Павлушин А.Д., 223

Пальянова Г.А., 136

Парада С.Г., 65

Паршина Н.В., 20

Пахомова В.А., 97

Пеков И.В., 16, 219

Перова Е.Н., 110

Петров Д.А., 188

Печенкин И.Г., 228

Пирогов Б.И., 162
Полуфунтикова Л.И., 67, 69
Попов Ю.В., 71
Попова Т.В., 18
Потапов С.В., 114
Потапов С.С., 20
Похиленко Н.П., 3
Притчин М.Ю., 84
Прокофьев В.Ю., 131
Пушаровский Д.Ю., 16

Р

Радомская Т.А., 74
Ровнушкин М.Ю., 138
Рогов М.А., 207
Русак А.А., 117, 120
Рябов Г.В., 105

С

Саблуков С.М., 141, 143
Саблукова Л.И., 141, 143
Сандалов Ф.Д., 219
Свирская Н.М., 123
Сезерер Куру Г., 145
Сереткин Ю.В., 22, 82, 221
Сибелев О.С., 54
Сидоров Е.Г., 148, 219
Сийдра О.И., 202
Симонов М.С., 76
Скублов С.Г., 86
Смирнов С.З., 78
Соболева А.А.
Сокерина Н.В., 127
Сокол А.Г., 22
Сокол Э.В., 22, 82
Соколова Е.Н., 78
Соловьев К.А., 146
Соловьева А.Д., 191
Сорока Е.И., 84
Стегницкий Ю.Б., 143
Степанов В.С., 18
Суворова Л.Ф., 74
Суханова К.Г., 86
Сычева Н.А., 166

Т

Тарасов А.А., 88,
Тими́на Т.Ю., 78
Титков С.В., 186
Титов А.Т., 58
Толстых Н.Д., 148
Травин В.В., 24

У

Угапьева С.С., 223

Ф

Федоров А.М., 134
Федосеев Д.Г., 97
Филатов С.К., 217, 226, 227
Фомина Е.В., 160

Х

Ханин Д.А., 219
Хольцхайд А., 202
Хозяинов М.С., 174
Хори Х.Н., 82

Ч

Чекушина Т.В., 164
Червяцова О.Я., 20
Черкасова Ю.В., 74
Черкашин В.И., 105
Чернышова И.А., 207

Ш

Шаблинский А.П., 226, 227
Шадрунова И.В., 164
Шарыгин В.В., 26, 82
Шарыгин И.С., 88, 114, 146
Шевченко С.С., 205
Шиловских В.В., 213
Шуйский А.С., 80

Щ

Щербаков В.Д., 120
Щипцов В.В., 168, 170

Ю

Юргенсон Г.А., 172, 193
Южно В.А., 217

Я

Яковлев Д.А., 53
Яковлев И.В., 114
Якушина О.И., 228
Якушина О.А., 90, 166, 174, 195
Япаскерт В.О., 219

