

*Российское минералогическое общество
Кольское отделение*

*Российская академия наук, Кольский научный центр
Геологический институт*

*МИНЕРАЛОГИЯ ВО ВСЁМ
ПРОСТРАНСТВЕ СЕГО СЛОВА*



*Труды III Ферсмановской научной сессии,
посвящённой 50-летию Кольского отделения РМО*

Апатиты, 27-28 апреля 2006 г.

Апатиты, 2006

УДК 548.0

Минералогия во всём пространстве сего слова. Труды III Ферсмановской научной сессии, посвящённой 50-летию Кольского отделения Российского минералогического общества. Апатиты, 27-28 апреля 2006 г. / Научн. ред. Ю.Л. Войтеховский, А.В. Волошин, О.Б. Дудкин. Апатиты: Изд-во К & М, 2006. 212 с.

Под традиционным названием “Минералогия во всём пространстве сего слова”, заимствованном из первого Устава Российского минералогического общества, в сборнике представлены труды III Ферсмановской научной сессии, посвящённой 50-летию Кольского отделения РМО. Представлены статьи по минералогии, геохимии и петрографии щелочных комплексов, редкометалльных пегматитов, железистых кварцитов, общим вопросам минералогии и кристаллографии, технологической и экспериментальной минералогии, а также истории геологических исследований региона. Кроме того, в него включены некоторые доклады, прочитанные на научном семинаре Кольского отделения РМО в 2006 г.

Представляет интерес для геологов широкого профиля, студенческой молодежи и любителей истории освоения Кольского полуострова.

Издано на средства по грантам Президента Российской Федерации для государственной поддержки научных школ НШ 1413.2006.5, молодых российских учёных и их руководителей МК 4402.2006.5, госконтракта с Федеральным агентством по науке и инновациям № 02.445.11.7403 и Фонда содействия отечественной науке.

Рекомендовано к печати Советом Кольского отделения РМО и Учёным советом Геологического института Кольского научного центра РАН. Научные редакторы: д.г.-м.н. Ю.Л. Войтеховский – “История минералогии, минералогические музеи”, “Прикладная минералогия”, д.г.-м.н. А.В. Волошин – “Минералогия и кристаллография”, д.г.-м.н. О.Б. Дудкин – “Региональная минералогия”.

Художественные заставки в тексте А. Марковой, г. Апатиты. Кольское отделение РМО пропагандирует работы мастеров, воспевающих романтику геологической профессии.

© Коллектив авторов, 2006

© Кольское отделение Российского минералогического общества, 2006

© Геологический институт Кольского научного центра РАН, 2006

Содержание

Открытие III Ферсмановской научной сессии Кольского отделения РМО	6
История минералогии, минералогические музеи	
Т.Г. Баранова. Минералогическая коллекция горно-геологического музея ОАО “Апатит”	11
И.В. Буссен. Начало работы в Ловозёрском массиве	14
О.Б. Дудкин, Ю.Н. Нерадовский. Технологическая минералогия в Кольском отделении РМО	15
Г.Ю. Иванюк. Минералы, названные в честь сотрудников Геологического института КНЦ РАН	18
И.С. Красоткин, Ю.Л. Войтеховский, А.Л. Лесков. Хибинские пирротины	22
Е.И. Макарова. От Тьетты – к Кольской Базе АН СССР: история организации Геологического отдела по архивным документам	27
Т.В. Новохатская. История музея Геологического института КНЦ РАН до 1981 года	31
В.С. Петров. История постройки железной дороги к Ковдорскому железорудному месторождению	33
И.А. Плотникова, А.С. Фаныгин. Хранилище уникального геологического каменного материала Кольского полуострова	36
М.Г. Федотова. О Геологическом музее Института и загадках его экспонатов	38
А.П. Хомяков. Фамильные минералы Кольского региона и роль персональных названий в современной минералогической номенклатуре	43
А.К. Шпаченко. Учредители Российского минералогического общества: история в лицах	47
А.К. Шпаченко. Пиррогиновая проблема в Хибинах в 30-е годы по архивным документам	53
А.К. Шпаченко, Ю.Л. Войтеховский. Некоторые документы из архивов	58
А.К. Шпаченко, В.В. Мандрыгин. Геологи Широшкины, Чайковские и другие	62
Минералогия и кристаллография	
Н.Н. Борозновская, С.И. Коноваленко. Особенности окраски и рентгенолюминесценции благородной шпинели	67
Т.А. Бульбак, А.В. Бабичев, С.В. Шведенкова. Синтез и сравнительная характеристика алкан- и аммиаксодержащих натролита и сколецита	69
Т.А. Бульбак, А.В. Бабичев, Т.Н. Мороз, Н. К. Никандрова, С.В. Шведенкова. Синтез кордиеритов в галогенидных расплавах	72
А.В. Волошин. Новые минералы в гранитных пегматитах Кольского полуострова: достижения и перспективы	75
Е.В. Коломейкина. Локальные условия биправильности разбиения евклидовой плоскости на треугольники	79
Р.П. Лиферович, Р.Х. Митчелл. Титанаты кобальта и других переходных металлов, изоструктурные с ильменитом: синтез и структурные данные	81
Л.В. Олысыч, И.В. Пеков, И.А. Брызгалов, Н.В. Чуканов. О схемах изоморфизма каркасных и внекаркасных катионов в минералах группы канкринита из Хибино-Ловозерского щелочного комплекса, Кольский полуостров	84
О.И. Сийдра, С.В. Кривовичев, В.Г. Кривовичев, В. Деммайер. Метод квадратных ячеек как способ описания топологии структур минералов и неорганических соединений, производных от тетрагонального РbO (литаргит)	87
Н.Л. Смирнова. О сходстве фрагментов плоских и полиэдрических мозаик	89
С.В. Соколов, В.В. Коровушкин, С.А. Ярмишко. Мессбауэровская спектроскопия хризолита	93
А.П. Хомяков. Рекордный вклад Кольского региона в общую систему минеральных видов	96
Региональная минералогия	
Ю.В. Азарова, З.В. Шлюкова. О титановом аналоге карупмеллерита в связи с вопросом о процессах низкотемпературного минералообразования в пегматите г. Хибинпахкчорр	100
А.В. Базай, Г.Ю. Иванюк. Золотосеребряная минерализация околорудных скарноидов Оленегорского месторождения	102
Ю.Л. Войтеховский, И.С. Красоткин, А.Л. Лесков. К минералогии Пирротинового ущелья, Хибины	106
Д.А. Габов, В.В. Субботин, Е.Э. Савченко. Минералы благородных металлов в Верхнем расслоенном горизонте массива Панских тундр	109
Е.И. Герасимова, И.В. Пеков, Н.Н. Кононкова. Везувиян рудного поля Люпикко, Питкяранта, Карелия: минеральные ассоциации, эволюция состава и геохимическое значение	111
Л.В. Гордейченко, О.Г. Резникова. Некоторые особенности распределения серы в золото- и платиносодержащих железистых кварцитах Лебединского месторождения	114

Ю.Л. Гульбин, Е.А. Сорокина, И.М. Гайдамако. Исследование кинетики порфиروبластеза на примере гранатов Северного Приладожья	. 116
Г.С. Золотарева. Акцессорные минералы и особенности циркона в породах Меловатского массива по данным бурения	. 119
А.О. Калашников, Е.А. Селиванова, М.И. Квятковская, Н.Г. Коноплева, Я.А. Пахомовский. Зональность Хибинского фойяитового массива по данным изучения калиевых полевых шпатов	. 121
Н.Г. Коноплева, Г.Ю. Иванюк, Я.А. Пахомовский, В.Н. Яковенчук, Ю.П. Меньшиков, Ю.А. Корчак. Амфиболы Хибинского щелочного массива	. 124
Я.А. Пахомовский, Г.Ю. Иванюк, В.Н. Яковенчук. Минералогия пород продуктивного комплекса г. Кедыквырпахк, Ловозерский массив, Кольский полуостров	. 128
И.В. Пеков. Ультращелочные жильные гидротермалиты в породах рудоносного расслоенного комплекса Ловозерского массива, Кольский полуостров: минералогия и механизм образования	. 132
Н.В. Сорохтина, А.К. Шпаченко, В.Г. Сенин. Графит в минеральных ассоциациях массива Гремяха-Вырмес	. 136
А.К. Шпаченко, А.Р. Шахмурадян. Минералы циркония в щелочных ультрамафитах Хибин	. 140
Ю.Н. Яковлев, П.К. Скуфьин, Д.М. Губерман. Рудная минерализация в разрезе вулканитов маярвинской, пиртиярвинской и оршоайвинской свит СГ-3 и приповерхностной зоне	. 144
 <i>Прикладная минералогия</i>	
М.М. Годнева, Д.Л. Мотов, В.Я. Кузнецов, Н.Н. Борозновская, В.М. Климкин. Синтез фторидов циркония (гафния) и их рентгенолюминесцентные свойства	. 147
М.М. Годнева, Д.Л. Мотов, Н.Н. Борозновская, В.М. Климкин. Люминесцентные свойства фторосульфатов циркония (гафния)	. 151
Ф.Ф. Горбачевич, М.В. Ковалевский, О.М. Тришина. Особенности упругой симметрии кристаллических пород в разрезе финской скважины Оутокумпу	. 154
В.А. Даувальтер, Б.П. Ильяшук. Образование железо-марганцевых конкреций в донных отложениях озер Балтийского кристаллического щита	. 158
А.Н. Зайцев, О.А. Зайцева, А.Г. Булах. Опыт минералогического исследования керамики с острова Крит, Греция	. 162
В.Л. Ильченко. О природе упругой симметрии и связи анизотропии упругих свойств горных пород и минералов	. 164
А.М. Калинин, Е.В. Калинкина. Механически стимулированные структурно-химические превращения в ряду минералов: волластонит, титанит, перовскит	. 167
А.М. Калинин, Е.В. Калинкина, Т.И. Макарова. Фазовые превращения диопсида и волластонита при истирании	. 171
Л.М. Ламанова. Пластичное состояние холестериновых холелитов в организме человека	. 175
В.В. Лашук, Т.Т. Усачева, Е.В. Мартынов. Влияние минерального состава, структуры и свойств гранитов на обрабатываемость алмазно-дисковым инструментом	. 176
В.П. Лузин. Маркетинг минерального сырья	. 180
В.П. Лузин. Товарная классификация самоцветов	. 182
В.П. Лузин. Формирование спроса на рынке ювелирной промышленности России	. 184
Ю.Н. Нерадовский, С.В. Лихачева. Морфология частиц магнетита в продуктах флотации медно-никелевых руд Печенги	. 187
Д.П. Нестеров, Ю.П. Меньшиков, Д.В. Макаров. Взаимодействие нефелина с гидродифторидом аммония	. 189
М.Ю. Поваренных. Визуализация первичной кусковатости горных пород – шаг от зеренного представления к ансамблевому	. 191
В.А. Тюремнов, А.В. Мокрушин, В.Ф. Смолькин, Л.Г. Осипенко. Влияние магнитных полей и акустических колебаний на остаточную намагниченность хромсодержащих пород Кольского полуострова	. 193
Е.В. Хлопцева, В.А. Даувальтер. Загрязнение донных отложений озер Большеземельской тундры	. 197
О.С. Яковлева, И.В. Пеков, И.А. Брызгалов. Состав слюд из фенитизированных ксенолитов в Хибинском массиве	. 200
Хроника	. 204
Фоторепортаж	. 207



Открытие III Ферсмановской научной сессии

Кольского отделения РМО



Глубокоуважаемые коллеги,

разрешите открыть III Ферсмановскую научную сессию, посвященную 50-летию Кольского отделения Российского минералогического общества. В её программу включена историческая секция, что избавляет меня от необходимости подробно рассказывать об истории отделения, богатой событиями и научными достижениями, неразрывно связанными с Геологическим институтом КНИЦ РАН. Но нельзя не вспомнить тех, кто был его организующей силой на протяжении 50 лет.



Основателем и первым председателем Кольского отделения ВМО (1956-1962) был Александр Васильевич Сидоренко – крупный специалист в области геологии и геоморфологии пустынь, процессов минералообразования и металлогении кор выветривания, комплексной оценки минерального сырья и охраны окружающей среды, основоположник нового научного направления – литологии осадочно-метаморфических толщ докембрия, заместитель председателя президиума Кольской базы АН СССР (1950-1952), доктор геолого-минералогических наук (1952), председатель президиума Кольского филиала АН СССР (1952-1961), член-корреспондент АН СССР (1953); в последующем – первый заместитель председателя Государственного комитета Совета Министров РСФСР по координации научно-исследовательских работ (1961-1975), министр геологии и охраны недр СССР, председа-

тель Государственного геологического комитета, министр геологии СССР (1962-1975), академик АН СССР (1966), почётный член ВМО (1971), вице-президент АН СССР (1975-1982), президент ВМО (1976-1982), обладатель многих научных и правительственных наград. Именем А.В. Сидоренко назван минерал сидоренкит и проспект в г. Апатиты. В истории нашего отделения 1956-1962 гг. можно назвать периодом становления, в основе которого – огромный задел, достигнутый трудами многих минералогов школы академика А.Е. Ферсмана, трудившихся на Кольском полуострове в довоенные и первые послевоенные годы.

В архиве Кольского отделения РМО сохранился список его первых членов – сотрудников Геологического института КФ АН СССР (см. далее), расписавшихся в получении членских билетов, за подписью А.В. Сидоренко от 22 декабря 1956 г. Сегодня в зале присутствуют два из них – доктора геолого-минералогических наук Ия Дмитриевна Батиева и Олег Борисович Дудкин, заслуги которых перед кольской минералогией огромны.

Вторым председателем Кольского отделения ВМО (1962-1987) был Игорь Владимирович Бельков – крупный специалист в области геологии, петрологии, минералогии и металлогении гранитов, генезиса метаморфических пород, технологической минералогии кианитового и редкометалльного сырья, заведующий лабораторией минералогии (1952-1988), директор Геологического института КФ АН СССР (1961-1985), доктор геолого-минералогических наук (1965), почётный член ВМО (1987), заслуженный деятель науки РСФСР (1987), обладатель многих научных и правительственных наград. Именем И.В. Белькова назван минерал бельковит. В истории нашего отделения 1962-1987 гг. – четверть века! – можно назвать периодом расцвета минералогических исследований, чему в немалой степени способствовало их стабильное государственное финансирование и обеспечение академических институтов высокообразованными молодыми кадрами – выпускниками геологических факультетов ведущих университетов России.



Третьим председателем Кольского отделения ВМО / РМО (1987-2004) был Олег Борисович Дудкин – крупный специалист в области минералогии, геохимии, учения о полезных ископаемых, геотехнологии и геоэкологии. Его основные научные интересы связаны с геологией, геохимией, минералогией и полезными ископаемыми Кольской щелочной провинции, в частности, Хибинских апатитовых месторождений; доктор



геолого-минералогических наук (1979), заведующий лабораторией металлогении щелочных массивов (1982-2002), лауреат премии РАН им. А.Е. Ферсмана (1983), постоянный член комиссий РМО по технологической минералогии, а также экологической минералогии и геохимии, почётный член РМО (2004), обладатель правительственных наград. В истории нашего отделения 1987-2004 гг. – трудный период “перестройки”, а точнее, значительных кадровых потерь и, как следствие, сужения тематики минералогических исследований, наконец, изменения статуса РМО, что поставило отделение перед выбором новых форм деятельности.

С 2004 г. Кольское отделение РМО имеет честь возглавлять автор этих строк. Прошедший небольшой период рано определять неким именем. Совет отделения ищет новые формы работы в новых условиях. Существенно расширен и продолжает расширяться его состав за счёт сотрудников сторонних организаций, в основном – институтов КНЦ РАН. Систематически проводятся минералогические семинары. Под титулом Кольского отделения РМО ежегодно проводятся по меньшей мере две Всероссийские конференции: Ферсмановская научная сессия и научная школа “Математические исследования в кристаллографии, минералогии и петрографии”, обе – с изданием трудов. Мероприятия отделения освещаются в местной и центральной (газета “Поиск”) печати. Его члены проводят огромную работу по естественнонаучному образованию молодёжи в университетах Мурманской области и школах гг. Апатиты и Кировск.

Сегодня следует вспомнить и тех, кто добросовестно исполнял обязанности секретарей и казначеев Кольского отделения РМО. Секретарями в разное время были: И.В. Буссен (1956-1975), Л.В. Козырева (1975-1991), Г.Ф. Субботина (1991-1996), А.К. Шпаченко (1996-наст. время). Казначейми были: В.В. Матиас (1956-1958), Т.В. Новохатская (1958-1981), С.М. Баржицкая (1981-1997), А.К. Шпаченко (1997-наст. время). Всем им я выражаю свою признательность.

В соответствии с нашим лозунгом “минералогия во всем пространстве сего слова” в программу III Ферсмановской научной сессии включены разнообразные доклады, объединенные в секции: “История минералогии, минералогические музеи”, “Минералогия и кристаллография”, “Региональная минералогия” и “Прикладная минералогия”. Такая широта охвата научных проблем традиционна для Кольского отделения РМО и обусловлена историей развития минералогических исследований в регионе. Нынешняя научная сессия собрала более 60 участников из 20 научных и производственных организаций Мурманской области, Москвы, Санкт-Петербурга, Воронежа. География заочных участников ещё шире. Наша сессия, задуманная как мероприятие Кольского отделения РМО, приобрела статус Всероссийской. Считаю важным подчеркнуть, что вся деятельность Кольского отделения РМО происходила в стенах Геологического института КНЦ РАН. И нынешняя научная сессия проводится при его организационной поддержке.

Я рад сообщить участникам III Ферсмановской научной сессии, что Президиум и Совет РМО присудили Кольскому отделению РМО диплом и памятную медаль “за громадный вклад в развитие минералогической науки, активную деятельность по пропаганде минералогических знаний и в ознаменование 50-летия”. Поздравляю всех членов отделения с высокой оценкой нашего труда. Кольское отделение РМО прошло славный путь. Разрешите выразить нашу общую уверенность в том, что продолжение истории будет не менее интересным. Кстати сказать, рассмотрению перспектив минералогических исследований на Кольском полуострове в немалой степени и посвящена наша научная сессия. Поэтому предлагаю незамедлительно перейти к научным докладам.

Председатель Кольского отделения РМО
Заместитель директора
Геологического института КНЦ РАН, д.г.-м.н.

Ю.Л. Войтеховский

С П И С О К

членов минералогического Общества Кольского филиала
АН СССР

№	Фамилия, имя и отчество	бил.	Данные в карточке.
1. 1.	АНТОНЮК Евгений Степанович	836	<i>Антонюк</i>
2.	24 ЮДИН Борис Александрович	837	<i>Юдин</i>
3.	23 СУСЛОВА Светлана Николаевна	838	<i>Суслова</i>
4.	21 А.Б. САХАРОВ Алексей Сергеевич	839	<i>Сахаров</i>
5.	20 ПЛЕТНЕВА Нина Ивановна	840	<i>Плетнева</i>
6.	19 МИРСКАЯ Диана Дмитриевна	841	<i>Мирская</i>
7.	18 МАТИАС Владимир Викторович	842	<i>Матياس</i>
8.	17 КУПРИЯНОВА Ирина Ивановна	843	<i>Куприянова</i>
9.	16 КОНИЛОВ Николай Александрович	844	<i>Конилов</i>
10.	15 КОЗЛОВ Евгений Константинович	845	<i>Козлов</i>
11.	14 КАВАРДИН Геннадий Иванович	846	<i>Кавардин</i>
12.	12 ИВАНОВА Татьяна Николаевна	847	<i>Иванова</i>
13.	13 ИВАНОВ Анатолий Макарович	848	<i>Иванов</i>
14.	11 ЕЛИСЕЕВ Эрик Николаевич	849	
15.	10 ДУДКИН Олег Борисович	850	<i>Дудкин</i>

16.	8 ГОРСТКА Виктор Николаевич	851	<i>Горстка</i>
✓ 17.	7 ГОРБУНОВ Григорий Иванович	852	<i>Горбунов</i>
18.	6 ГАЛАХОВ Александр Васильевич	853	<i>Галахов</i>
19.	5 ВОЛКОВА Мария Ивановна	854	<i>Волкова</i>
20.	4 БУССЕН Ирина Владиславовна	855	<i>Буссен</i>
21.	2 БАТИЕВА Ия Дмитриевна	856	<i>Батиева</i>
22.	3 БЕЛЬКОВ Игорь Владимирович	857	<i>Бельков</i>
23.	9 ДОРЪМАН Мойсей Давидович	858	<i>Дорман</i>
24.	<i>Точкарев Владимир</i>		
	<i>Сидоренко Сергей</i>		
	<i>Александр Раммберг</i>		
	<i>Михайлов</i>		
			$\begin{array}{r} 23 \\ 3 \\ \hline 69 \end{array}$

Или 22/11/56.



РОССИЙСКОЕ
МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО

ДИПЛОМ

ПРЕЗИДИУМ И СОВЕТ
РОССИЙСКОГО МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО
ОБЩЕСТВА

ПРИСУДИЛ

*НАСТОЯЩИЙ ДИПЛОМ КОЛЬСКОМУ ОТДЕЛЕНИЮ РМО ЗА
ГРОМАДНЫЙ ВКЛАД В РАЗВИТИЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ
НАУКИ, ЗА АКТИВНУЮ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПО ПРОПАГАНДЕ
МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ЗНАНИЙ И В ОЗНАМЕНОВАНИЕ
ПЯТИДЕСЯТИЛЕТИЯ ОТДЕЛЕНИЯ*

ПРЕЗИДЕНТ
РОССИЙСКОГО
МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО
ОБЩЕСТВА

УЧЁНЫЙ СЕКРЕТАРЬ

25 АПРЕЛЯ 2006 ГОДА

Л. Гудилев
М. Карин

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ





История минералогии, минералогические музеи



МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ КОЛЛЕКЦИЯ ГОРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ ОАО "АПАТИТ"

Т.Г. Баранова. ОАО "Апатит", г. Кировск

В связи с открытием в Хибинах уникальных апатит-нефелиновых руд и организацией в 1929 г. треста "Апатит" на Кольский полуостров хлынула волна советских и зарубежных специалистов. Они хотели знать все об апатите, минералах-спутниках и вмещающих породах, а также увидеть сам "камень плодородия". Поэтому по инициативе начальника контрольно-опробовательного отряда Апатитового рудника (бывшего ученого секретаря АН СССР) Бориса Александровича Линденера (рис. 1) при поддержке управляющего трестом "Апатит" В.И. Кондрикова и академика А.Е. Ферсмана было решено организовать в г. Хибиногорск геологический музей [1].



Рис. 1. Б.А. Линденер (1884-1960) – основатель, первый заведующий и разработчик экспозиций горно-геологического музея ОАО "Апатит".

Большая коллекция минералов и горных пород, собранная геологами Апатитового рудника с первых дней эксплуатации месторождения г. Кукисвумчорр, стала основой геологической коллекции музея, который был открыт 20 марта 1932 г. Его первым посетителем стал А.И. Микоян, о чем осталась запись в Книге посетителей, сохранившейся с тех давних пор. Музей занимал одну комнату в здании техникума и ФЗО. В 1935 г. при управлении треста "Апатит" "для овладения искусством культурной работы во всех звеньях промышленности" (из приказа по тресту "Апатит" № 257 от 13.08.35 г.) организован Дом техники, одним из подразделений которого и стал горно-геологический музей. Коллекция музея систематически пополнялась новыми минералогическими находками на апатитовом месторождении и в Хибинском массиве (рис. 2). Она значительно увеличилась, когда был создан специальный отряд коллекторов под руководством Павла Константиновича Семенова (впоследствии он стал начальником Кировского рудника), и начался сбор образцов по минералогии и петрографии других районов Кольского п-ова: Монче-тундры, Африканды, Ловозерских тундр, Оленегорского района. Сбор коллекций проводился известными геологами Н.Я. Елисеевой, Б.Н. Куплетским, О.А. Воробьевой, А.Н. Лабунцовым, Н.И. Гутковой, Э.М. Бонштедт и др. и продолжается в настоящее время. Собранный материал широко использовался в научных работах по геологии и минералогии Кольского п-ова [2-5].



Рис. 2. Слева: экскурсию ведет главный геолог комбината "Апатит" А.М. Амбарников. Снимок 1950-х годов. Справа: современная экспозиция геологического отдела.

В жизни города музей играл большую просветительскую роль, его посещали рабочие, специалисты, учащиеся школ, техникума и гости. В июле 1937 г. с экспозицией музея ознакомились участники XVII сессии Международного геологического конгресса. Они отметили уникальность коллекции и грамотность ее подбора. В музее даже были созданы экспозиции, посвященные образованию планет солнечной системы, происхождению жизни на Земле, изменению и формированию рельефа планеты, Кольского п-ова и Хибинского горного массива (существовали до 1980 г.). К концу 1930-х гг. сформировалась структура музея, которая в основном сохраняется и сейчас (появились горный и обогатительный отделы). А.Е. Ферсман побывал в музее 5 января 1940 г. и сделал такую запись: "Музей Дома техники столь же прекрасен как сама Хибинская природа, столь же разнообразен и богат как недра Хибин, и столь же живителен как хибинский воздух. В таком замечательном крае может быть и должен быть только такой музей, полностью достойный города имени Кирова. Пусть же музей и дальше будет созвучен с развитием края, будет вести вперед овладение его богатствами, будет той школой, которая сумеет рассказать о прошлом так, чтобы извлечь из него урок – показать настоящее так, чтобы понимать его, и

предсказать будущее, чтобы скорее и прочнее его построить». Слова ученого были воплощены в жизнь. Штат музея никогда не был большим; но благодаря грамотному руководству первого директора музея Бориса Александровича Линденера, его сотруднице и ученице Валентине Петровне Скрипкиной, макетчикам и художникам, специалистам комбината музей развивался и оставался одним из центров городской культуры.

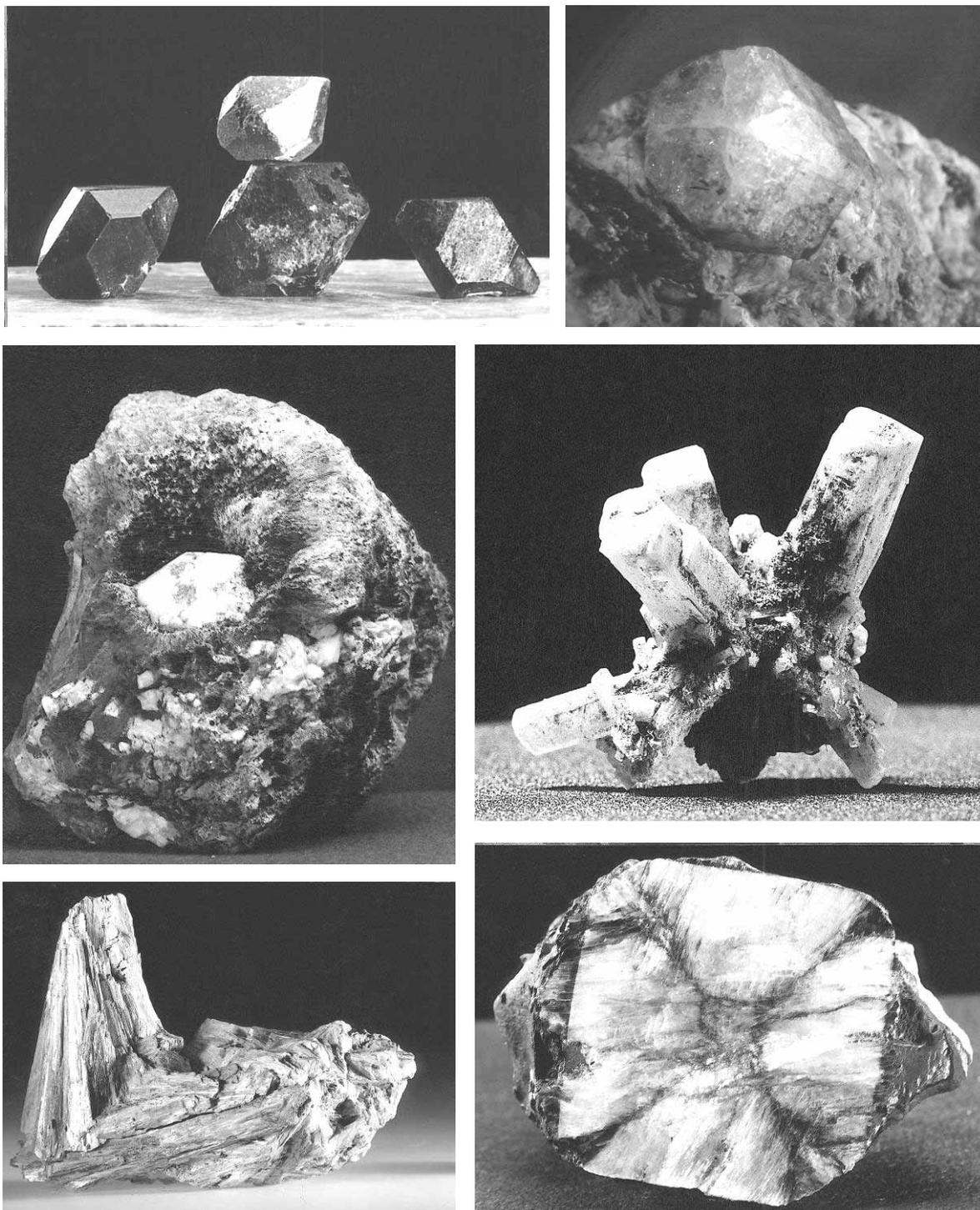


Рис. 3. Экспонаты минералогической коллекции. Вверху: слева – кристаллы лоренценита (рамзаита) из Ловозерских тундр (2 см), справа – кристалл апатита (3 см), Хибинь, долина руч. Ворткуай, находка Б.А. Линденера 1930-х годов. В центре: слева – кристалл анальцима (3 см) в эгирине, дар А.С. Подлесного; справа – друза натролита (6 см), дар А.С. Подлесного. Внизу: слева – кианит (10 см), Кейвы; справа – хиастолит (6 см), Кейвы.

В 1941 г. в первые месяцы войны на Урал вместе с оборудованием комбината «Апатит» была эвакуирована и экспозиция горно-геологического музея. После войны восстановление и обновление экспозиций музея было завершено в 1949 г. Сегодня экспозиция музея располагается в шести залах общей площадью 450 м² и включает 4 отдела (исторический, геологический, горный, обогатительный). Геологический отдел размещен в

трех залах и начинается с геологической карты Хибинского массива и коллекции горных пород, руд и редких минералов, которые были найдены в Хибинах. Схема комплексного использования апатит-нефелиновой руды и экспозиция продуктов переработки минеральных концентратов дают полное представление о значимости и уникальности месторождений Хибин. В 1990 г. к 100-летию минералогических открытий в щелочных массивах Ловозерских и Хибинских тундр д.г.-м.н. А.П. Хомяковым была подготовлена экспозиция новых минералов, открытых в этих массивах, первооткрывателем многих из них он сам и является.

Завершает геологический отдел минералогическая коллекция (рис. 3). Она систематизирована по классам минералов и может служить учебным пособием для обучения студентов, а также доступна и понятна любому человеку, интересующемуся камнем. Основной минералогической коллекции Хибинских месторождений являются сборы первооткрывателей 1930 г. (в т.ч. Б.А. Линденера и др.), дары специалистов и работников ОАО «Апатит» 1950-2000 гг. (кристаллы апатита, циркона, лоренценита (рамзаита), ферсманиита и др., штуфы эвдиалита, астрофиллита, лампрофиллита, натролита, виллиомита и др.). Разнообразные коллекции образцов минералов, руд и вмещающих пород 15 месторождений Кольского п-ова знакомят посетителей с минеральными богатствами и потенциальными возможностями этого края (рудные минералы, хиастолит, ставролит и кианит из Кейв, аметистовые щетки мыса Корабль, разнообразные поделочные камни). В минералогической коллекции много образцов уральских месторождений, а также других месторождений страны и мира. Это друза кристаллов аметиста и дымчатый кварц месторождения Мурзинка, малахит и самородная медь Гумешевского месторождения, золотосодержащий пирит и коренное золото Березовского завода, сульфиды и оксиды разных месторождений Урала. Привлекают внимание голубые кристаллы апатита из Слюдянки (на берегу оз. Байкал), демантоиды с Камчатки, тиманский агат, реальгар и аурипигмент из Грузии. Перечислена только небольшая часть из 1200 образцов выставочного фонда, каждый из которых представляет несомненный интерес для специалистов и любителей камня.

Минералогическая коллекция пополнялась из разных источников: приобретение из фондов ВСЕГЕИ, обмен с другими горно-геологическими предприятиями, дары студентов Кировского горного техникума, геологов из других регионов страны – посетителей музея, дары из частных коллекций. Одним из наиболее активных дарителей является взрывник Кировского рудника А.С. Подлесный.

Список литературы

1. Баранова Т.Г. Горно-геологический музей ОАО «Апатит» // Горный журнал. 1999. № 9. С. 71-72.
2. Бонштедт Э.М., Борнеман-Старынкевич И.Д., Влодавец Н.И. и др. Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. М.-Л: Изд-во АН СССР, 1937. 563 с.
3. Костылева-Лабунцова Е.Е., Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н. и др. Минералогия Хибинского массива. Т.1. М.: Наука, 1978. 228 с.
4. Костылева-Лабунцова Е.Е., Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н. и др. Минералогия Хибинского массива. Т.2. М.: Наука, 1978. 586 с.
5. Яковенчук В.Н., Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А. и др. Минералы Хибинского массива. М.: Земля, 1999. 326 с.



БУССЕН Ирина Владиславовна. (Род. 24.10.1915). Окончила Ленинградский геологоразведочный техникум (1933) и геолого-геохимический факультет Ленинградского университета (1938). Кандидат геолого-минералогических наук (1961). В Геологическом институте КФ АН СССР (ныне КНЦ РАН) с 1954 г., старший научный сотрудник. Занималась изучением минералогии и геохимии щелочных массивов Кольской провинции. Вместе с к.г.-м.н. А.С. Сахаровым изучала минералогию, геохимию и рудогенез уникального по минеральному, породному и рудному потенциалу Ловозерского массива. Руководимый ею коллектив открыл 10 новых минералов. Результаты исследований отражены в более чем 50 статьях и 2 монографиях. Секретарь Кольского отделения ВМО с 1956 по 1975 гг.

Редколлегия благодарит Ирину Владиславовну за поздравления!

Уважаемые коллеги!

Я благодарна за приглашение принять участие в праздновании юбилея Кольского отделения РМО, за программу заседаний и оттиск, но, к сожалению, приехать не могу. Вместо научного сообщения рискну рассказать о начале своей работы в Ловозерском массиве, которому, по сути, была посвящена вся моя трудовая жизнь.

В 1935 г., после второго курса геологического факультета ЛГУ, я была направлена на производственную практику в СЗО треста “Союзредметразведка”, который начинал геологоразведочные работы в Ловозерском массиве. Щелочные массивы редки, тогда были изучены мало, хотя было ясно, что они – интереснейшие объекты с разных точек зрения. Два месяца я работала в южной части массива коллектором у геолога А.С. Сахарова, месяц – на детальной геологической съемке г. Нинчурт с О.М. Римской-Корсаковой, тогда студенткой нашего университета после четвертого курса. Оля собирала материал (рамзаит) для дипломной работы, я ей помогала, а она отдала мне часть коллекции лопарита. Гониометрия и морфология кристаллов этого минерала и стали темой моей курсовой работы на кафедре кристаллографии, ее результаты не потеряли значения и сейчас. В 1936-38 гг. я продолжала работать в Ловозере уже прорабом, вела съемку в масштабе 1:25000. На моем участке в центре массива, прекрасно обнаженном, были отчетливо видны взаимоотношения главных комплексов щелочных пород, что позволило однозначно установить их возрастные взаимоотношения и наблюдать анатомию плутона – этим тогда у нас почти не занимались. Мои зарисовки соотношений пород используются до сих пор, что, конечно, очень приятно.

После войны мы с мужем А.С. Сахаровым вернулись к работам в Ловозерском массиве, а после подсчета его запасов перешли в Кольский филиал АН СССР, где и проработали до выхода на пенсию, занимаясь в основном исследованием этого уникального образования. Часть наших результатов опубликована в двух монографиях и многочисленных статьях, часть осталась в отчетах, а многое, очень многое так и осталось “под вопросом” – для меня, во всяком случае. Допускаю, что теперь все это всем ясно, наши сомнения разрешены, открытия в Ловозерском массиве продолжают и будут, конечно, продолжаться. Будут делать обобщения, давать новые и новые схемы, но то, что удалось сделать нам – А.С. Сахарову и мне – при тех возможностях, безусловно, не пропало. Удивительный, чудесный массив!

Я желаю успехов всем геологам Геологического института, всего Кольского научного центра, Кольскому отделению РМО, благодарю всех товарищей и помощников в работе. Успехов вам везде и еще раз – успехов!

ТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛОГИЯ В КОЛЬСКОМ ОТДЕЛЕНИИ РМО

О.Б. Дудкин, Ю.Н. Нерадовский. Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты

Направление минералого-технологических исследований в Геологическом институте КНЦ РАН было заложено еще во время руководства А.Е. Ферсманом Кольской базой АН СССР, что было определено быстрым освоением минеральных ресурсов Кольского края. Дальнейшее развитие горнорудного и металлургического производства определило и дальнейшие разработки в этом направлении уже в Геологическом институте КФ АН СССР, а затем и в Кольском отделении ВМО, которое было организовано на базе института академиком А.В. Сидоренко. Последние годы в работе Кольского отделения РМО активное участие приняли химики-технологи КНЦ РАН. Многолетние минералогические исследования и технологические разработки привели к накоплению опыта, сделавшего минералого-технологические исследования традиционными для кольских минералогов.



Первой разработкой в области использования минералогических знаний для решения технологических задач при освоении полезных ископаемых Кольского полуострова является схема Б.Н. Мелентьева (фото) количественного минералогического анализа апатит-нефелиновых руд. Работа была начата еще в Кольской базе АН СССР, но опубликована только в 1988 г. [14]. Методика исключала подсчет минеральных зерен и строилась на разделении минералов по физическим свойствам, растворимости в кислотах и частным химическим определениям. В 1954-1956 гг. такой подход был использован при анализе состава титаномагнетитовых руд Африканды. Работу возглавили М.Д. Дорфман и И.В. Буссен при консультации Я.Г. Горощенко, в выполнении анализов участвовали молодые специалисты О.Б. Дудкин и Е.С. Антонок. Была создана, возможно, самая сложная из известных схем количественного минералогического анализа [3].

В 1960-1970 годах к минералогам Геологического института часто обращались за консультацией работники комбината «Апатит». Так, была определена причина плохой флотуемости апатита из трещинных кор выветривания в апатит-нефелиновых рудах. Большое значение для самих минералогов имели двусторонние консультации с ведущим специалистом КФ АН СССР Н.А. Алейниковым в области флотореагентов.

В середине 70-х годов обогатители КФ АН СССР проводили опыты по обогащению франколитовой руды месторождения Соки для финской компании Раутаруукки. Была составлена комплексная схема минералогического анализа для оценки состава руды и опытных продуктов, при этом изучались частицы разных по крупности минеральных фракций, вплоть до -5 мкм [7]. Результаты минералогического контроля технологических испытаний произвели на финских специалистов большое впечатление, и они впервые завели у себя минералогов.

В начале 80-х годов на комбинате «Апатит» произошло нарушение качества апатитового концентрата. Возник конфликт между горняками и обогатителями. Обратились к нам. Мы дали заключение, согласно которому концентрат засорился нефелином, на поверхности частиц которого закреплялись свободные ионы Ca^{**} (К.И. Поляков, О.Б. Дудкин). С нами не согласились и вызвали независимую комиссию. Так в нашей лаборатории однажды появились профессор из Москвы Д.И. Богданов и д.т.н. из Свердловска В.И. Ревнивцев. Через 3 дня они сообщили, что подтвердили наше заключение: виновником оказался содержащий Ca^{**} раствор, которым горняки заливали руду в рудоспусках для предотвращения ее смерзания.

Исследования в области технологической минералогии существенно активизировались в нашей стране с созданием В.И. Ревнивцевым при ВМО комиссии по технологической минералогии. В формулировке задач комиссии В.И. Ревнивцев использовал и опыт кольских минералогов [20, 24].

В 80-х годах на основании анализа воспроизводимости результатов количественных определений по схеме Б.Н. Мелентьева, анализ апатит-нефелиновых руд был дополнен К.И. Поляковым разделением минеральных частиц по крупности на 4 фракции и применением количественных подсчетов числа зерен минералов под микроскопом. В такой форме анализ был использован им для изучения состава песков в хвостохранилищах «Апатита» и Ковдорского ГОКа [6].

Л.В. Арзамасцевой, при участии О.Б. Дудкина и Е.Г. Балаганской, на представительных данных разведочного опробования хибинских руд обоснован корреляционный метод определения их количественного минерального состава [1]. Массовые определения по этой методике легли в основу комплексного подсчета запасов крупнейших месторождений фосфорного сырья Хибинского массива.

О.Ф. Мец в 80-е годы разрабатывался минералогический метод оценки качества промышленного мусковита. К.И. Поляковым исследованы тонкие включения пиррохлора в бадделеите Ковдорского фоскоритового месторождения.

В 1986-1990 гг. на комбинате «Печенганикель» возникла проблема модернизации схемы обогащения медно-никелевых руд Печенгского рудного поля. В КФ АН СССР была поставлена межинститутская комплексная программа "Разработка научных основ технологии эффективного использования бедных медно-никелевых руд", направленная на создание эффективной пиро-гидрометаллургической технологии их обогащения. Это пример тесного сотрудничества нескольких институтов в решении крупной технологической проблемы. В работе приняли участие 4 института КФ АН: Горный, Геологический, ИХТРЭМС и ИЭП. В исследованиях участвовала и фирма «Оутокумпу» (Финляндия). Работа, проведенная большим коллективом исследователей под

руководством В.П. Петрова привела к обоснованию новой оригинальной схемы переработки бедных руд, которая, к сожалению, не была внедрена в производство [9, 11-13, 15, 16, 18, 21-23].

От Геологического института в работе приняли участие Ю.Н. Нерадовский, С.М. Баржицкая, Е.Н. Никифорова. Минералогами были исследованы все технологические продукты: исходные руды, результаты флотации и гидрометаллургической переработки. Основной вклад минералогов в эти комплексные исследования заключался в разработке оптимальной схемы раскрытия минеральных агрегатов гидрометаллургическим путем, принятой в качестве основы нового метода обогащения. Установлена последовательность смены режимов окисления-восстановления, приводившая к наиболее эффективному извлечению никеля из руды. При этом обнаружена никелевая фаза в серпентинитах, способная растворяться в воде и слабых растворах кислот [21, 22] и показано, что из легко растворимой фазы в серпентинитах Печенги извлекается до 30 % Ni. Впервые установлено образование магнетито-пирротинных флоккул, ухудшающих показатели флотационного процесса и увеличивающих потери никеля [13, 16, 17, 23]. Ю.Н. Нерадовским, С.М. Баржицкой и В.А. Тюрменновым для объяснения взаимодействия пирротина и магнетита проведены экспериментальные исследования свойств частиц пирротина и магнетита крупностью 200 – 16 мкм [16, 17]. Выполнен анализ экологической опасности хвостов от обогащения вкрапленных руд Печенги и первые минералогические исследования пылевых выбросов промышленных предприятий.

В.В. Субботиным и Г.Ф. Субботиной в 90-х годах для Ковдорского ГОКа решена проблема геохимического загрязнения бадделеитовых концентратов и определены граничные условия разделения тесных сростаний бадделеита и пиррохлора из разных по составу руд.

В конце 90-х годов и начале нового столетия внимание специалистов привлекли исследования Б.В. Гавриленко (фото) форм золота в нетрадиционных для этого элемента породах и месторождениях. Было установлено присутствие примеси благородных металлов в хромитовых рудах Сопчеозерского массива, железных рудах Ковдорского ГОКа, апатитоносных массивах Кольского п-ова [4, 5, 19]. В 1999 г. на IX Съезде ВМО Б.В. Гавриленко был избран членом Комиссии по технологической минералогии.

С начала 90-х годов стала меняться сама форма организации работ по технологической минералогии. Сотрудничество между минералогом и технологом становилось теснее, возникали исследовательские центры и лаборатории, объединяющие минералогов и технологов. В ВМО была создана комиссия по экологической минералогии, которая взяла на себя часть задач минералога-технологического плана. Технологи начали включать в состав своих подразделений минералогов. Так, из Геологического института в Горный институт КНЦ РАН перешел опытный минералог А.Н. Кулаков.



В 90-х годах в ИХТРЭМС КНЦ РАН к.г.-м.н. и д.т.н. В.Н. Макаровым (фото)

была организована группа технологов, самостоятельно выполняющих минералогическую часть своих исследований. В 2003-2004 гг. технологи этой группы существенно пополнили ряды Кольского отделения РМО. Кроме В.Н. Макарова в работе Кольского отделения активное участие приняли В.В. Лашук, О.А. Белогурова, Т.Н. Васильева, Е.В. Калинкина, А.М. Калинин, Д.В. Макаров, Н.К. Манакова, Н.А. Мельник и др. В работу Кольского отделения РМО включились и старейшие химики-технологи КНЦ РАН Д.Л. Мотов и М.М. Годнева. Технологи Кольского отделения РМО участвовали в работе сессий и конференций Кольского и Уральского отделений РМО, в работе X Съезда РМО.



В 2000-2005 гг. продолжалось сотрудничество минералогов Геологического института с технологами и экологами. Совместно с ИППЭС КНЦ РАН проведено исследование минералов в хвостохранилищах ОАО «Апатит» [8]. С сотрудниками ИХТРЭМС КНЦ РАН продолжены исследования гидро- и пирометаллургических продуктов переработки остатков синтеза карбонильного никеля [10, 12].



Рис. Схема комплексной программы минералога-технологических и эколого-минералогических разработок.

В целом последние годы наметилось развитие работ по изучению тонких и наноразмерных минеральных образований природного и техногенного происхождения. В минералогии к подобным образованиям относятся глины, охры, илы. Накоплен большой опыт по исследованию их фазового состава. В мероприятиях по охране экосистем и технологических разработках тонкие минеральные фракции привлекают все больше внимания. Возможности инструментальных исследований резко возросли, а использование новых аналитических возможностей требует привлечения больших средств. В связи с этим представляется целесообразным организация комплексных исследовательских коллективов (рис.), объединяющих технологов, экологов и минералогов. Они должны готовить качественные инновационных проекты и проводить их арбитраж.

Список литературы

1. Арзамасцева Л.В. Особенности вариаций состава апатит-нефелиновых пород Хибин // Петрология и минералогия щелочных, щелочно-ультраосновных и карбонатитовых комплексов Карело-Кольского региона. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1985. С. 76-80.
2. Блатов И.А., Зеленская Л.В., Максимов В.И. и др. Особенности поведения рудных минералов в схеме флотации вкрапленных медно-никелевых руд // Обогащение руд. 1993. № 5-6. С. 16-21.
3. Буссен И.В., Дорфман М.Д., Дудкин О.Б. Применение рационального количественно- минералогического анализа к перовскитовым рудам // Вопросы геологии и минералогии Кольского п-ова. Вып. 2. М-Л.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 154-170.
4. Гавриленко Б.В., Скиба В.И., Зозуля Д.Р. Благороднометалльный потенциал хромовых руд Кольского региона и возможности его использования // Север и рынок. 2000. № 2. С. 44-53.
5. Гавриленко Б.В., Шпаченко А.К., Скиба В.И. и др. Распределение благородных металлов в породах, рудах и концентратах апатитоносных интрузивных комплексов Карело-Кольского региона // Геология и полезные ископаемые Кольского п-ова. Т. 2. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2002. С. 48-63.
6. Дудкин О.Б., Арзамасцева Л.В., Балаганская Е.Г. и др. Апатитоносность щелочных массивов Кольского региона. Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР, 1991. 92 с.
7. Дудкин О.Б. Технологическая минералогия комплексного сырья на примере месторождений щелочных плутонов. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1996. 133 с.
8. Дудкин. О.Б., Мазухина С.И. Гипергенные процессы как основа технологических разработок по консервации песков хвостохранилищ // Обогащение руд. 2000. № 3. С. 36-39.
9. Касиков А.Г., Косяков А.И., Нерадовский Ю.Н., Громов П.Б. Выщелачивание металлов из печенгских руд и продуктов их обогащения разбавленной серной кислотой // Цветные металлы. 1997. № 7. С. 25-27.
10. Касиков А.Г., Кшуманева Е.С., Нерадовский Ю.Н. Влияние предварительной обработки остатков синтеза карбонильного никеля на их фазовый состав и реакционную способность // Направленное изменение физико-химических свойств минералов в процессах обогащения полезных ископаемых. Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2003. С. 83-84.
11. Косяков А.И., Хэмэлайн М., Дьякова Л.В. и др. Способ переработки бедных медно-никелевых руд Печенгского месторождения // Цветные металлы. 1996. № 3. С. 73.
12. Кшуманева Е.С., Касиков А.Г., Нерадовский Ю.Н. Поведение сульфидов цветных металлов при солянокислотном выщелачивании остатков синтеза карбонильного никеля // Журнал прикладной химии. 2005. Т. 78. Вып. 2. С. 185-190.
13. Максимов В.Н., Блатов И.А., Маслов А.Д. и др. К проблеме повышения извлечения никеленосного пирротина из вкрапленных медно-никелевых руд // Цветные металлы. 1995. № 9. С. 67-69.
14. Мелентьев Б.Н., Делицин Л.М. Метод фазового анализа апатит-нефелиновых руд и его применение // Методы изучения рассеянных металлов в глиноземном сырье и возможности его попутного получения. М.: Изд-во ИМГРЭ, 1988. С. 56-79.
15. Нерадовский Ю.Н., Волохонский А.Н., Грицай А.Л. и др. Некоторые минералогические особенности хизлевудитовых руд с точки зрения их обогатимости // Освоение месторождений комплексных руд Карело-Кольского региона. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1988. С. 51-55.
16. Нерадовский Ю.Н., Баржицкая С.М. Исследование вещественного состава продуктов измельчения бедных медно-никелевых руд в серпентинитах // Обогащение руд. 1994. № 2. С. 26-28.
17. Нерадовский, Ю.Н., Тюремнов В.А. Взаимодействие микрочастиц магнетита и пирротина // Обогащение руд. 2001. № 4. С. 24-28.
18. Петров В.П., Нерадовский Ю.Н., Корчагин А.У. и др. Проблемы освоения забалансовых медно-никелевых руд Печенгского района // Геология медно-никелевых месторождений СССР. Л.: Наука, 1990. С. 165-174.
19. Gavrilenko B.V., Mitrofanov F.P., Zozulya D.R. *et al.* Industrial minerals of the Murmansk region: raw material base and potential // Industrial minerals: deposits and developments in Fennoscandia. Petrozavodsk. 1999. P 21-24.
20. Dudkin O.B. Mineralogical basis for technological processing of complex raw material // Geologic-technological assessment of ore minerals, samples and deposits. Leningrad. 1990. P 18-23.
21. Kasikov A.G., Neradovsky Y.N., Kosyakov A.I. Serpentine dissolution in sulphuric acid // Abstr. of 16th General Meeting of IMA. Pisa. 1994. P 197.
22. Kosyakov A., Namaleinen M., Gromov P. *et al.* Autoclave processing of low grade copper-nickel concentrates. // Hydro-metallurgy. 1995. V 39. P 223-234.
23. Neradovsky Y.N., Maksimov V.I. On the flocculation of pyrrhotite and magnetite in fine powders // Abstr. of 16th General Meeting of IMA. Pisa. 1994. P 299.
24. Revnivitsev V.I. Technological mineralogy as a scientific trend in applied mineralogy // Geologic-technological assessment of ore minerals, samples and deposits. Leningrad. 1990. P 4-10.

МИНЕРАЛЫ, НАЗВАННЫЕ В ЧЕСТЬ СОТРУДНИКОВ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА КНЦ РАН

Г.Ю. Иванюк. Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты

Геологический институт КФ АН СССР (с 1989 г. – КНЦ РАН) образован в 1952 г. на базе Кольской горной станции АН СССР. В разные годы в нем работали выдающиеся ученые-минералоги, внесшие значительный вклад в теорию и практику минералогии, освоение богатств Кольского п-ова и организацию научных исследований. Двенадцать из них были удостоены высшей минералогической награды – в их честь были названы новые минеральные виды: аллабогданит, бахчисарайцевит, бельковит, буссенит, денисовит, дорфманит, меньшековит, пахомовскит, сидоренкит, соседкоит, точилинит и яковенчукит.

Аллабогданит $(\text{Fe}, \text{Ni})_2\text{P}$ открыт С.Н. Бритвиным и др. [8] в железном метеорите Онелло, найденном в 1997 г. в аллювиальных отложениях р. Большой Долгучан (Якутия), и назван в честь Аллы Николаевны Богдановой (1947-2004). А.Н. Богданова – признанный специалист в рентгеноструктурном анализе – после окончания кафедры кристаллографии Ленинградского университета в 1972 г. поступила на работу в Лабораторию физических методов исследования пород, руд и минералов Геологического института КФ АН СССР, где до последних дней жизни занималась изучением кольских минералов, в том числе 11 новых видов. Аллабогданит – редчайший минерал, образует удлиненно-тонкопластинчатые кристаллы (до 0.4 мм в длину и 0.01 мм в толщину) в тэнит-камаситовой матрице метеорита (рис. 1).

Бахчисарайцевит $\text{Na}_2\text{Mg}_5[\text{PO}_4]_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ открыт Р.П. Лиферовичем и др. [9] в жилах доломитовых карбонатитов, секущих фоскориты Ковдорского массива и назван в честь Александра Юрьевича Бахчисарайцева (1947-1998). Выпускник Северо-Западного Политехнического института А.Ю. Бахчисарайцев 30 лет проработал в лаборатории физических методов исследования пород, руд и минералов, участвовал во многих минералогических исследованиях, включая открытие 8 новых минералов. Бахчисарайцевит – редчайший минерал, эндемик Ковдорского массива – образует розетки соломенно-желтых кристаллов (до 8 мм) в пустотах выщелачивания карбонатита и непосредственно в массе кальцита и доломита (рис. 2).

Бельковит $\text{Ba}_3(\text{Nb}, \text{Ti})_6[\text{Si}_2\text{O}_7]_2\text{O}_{12}$ открыт А.В. Волошиным и др. [10] в жилах доломитовых карбонатитов, секущих пироксениты массива Вуориярви и назван в честь Игоря Владимировича Белькова (1917-1989). И.В. Бельков – один из основателей Геологического института и его директор в 1961-1985 гг., доктор геолого-минералогических наук, бессменный председатель Кольского отделения ВМО, его научные работы посвящены геологии, геохимии и минералогии Кейвской структуры. Автор более 150 статей и 11 монографий. Бельковит – редкий минерал, встреченный, помимо Вуориярви, в массиве Себляяр, где в виде скрытокристаллического агрегата окаймляет кристаллы пироклора, а в пустотах выщелачивания карбонатитов образует щетки шоколадно-коричневых призматических кристаллов (до 1 мм в длину, рис. 3).

Буссенит $\text{Na}_2\text{Ba}_2\text{Fe}^{2+}\text{Ti}[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{CO}_3)(\text{OH})_3\text{F}$ открыт А.П. Хомяковым и др. [5] в содалито-кальцито-натролитовой жиле в урритах г. Кукисвумчорр (Хибинский массив) и назван в честь Ирины Владиславовны Буссен (род. 1915). Выпускница геолого-геохимического факультета Ленинградского университета И.В. Буссен поступила на работу в Геологический институт в 1954 г., в 1961 г. защитила кандидатскую диссертацию и более 20 лет занималась изучением минералогии и геохимии щелочных массивов. Первооткрыватель 10 минералов, автор всемир-

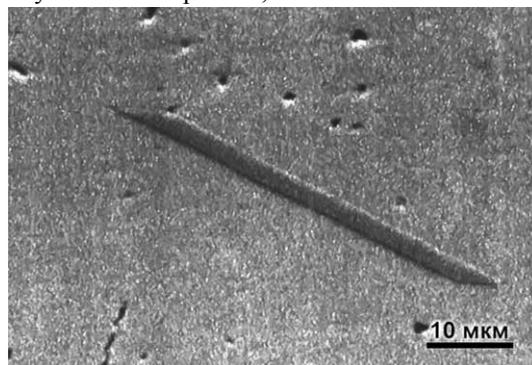


Рис. 1. Кристалл аллабогданита в тэнит-камаситовой матрице метеорита Онелло [8].

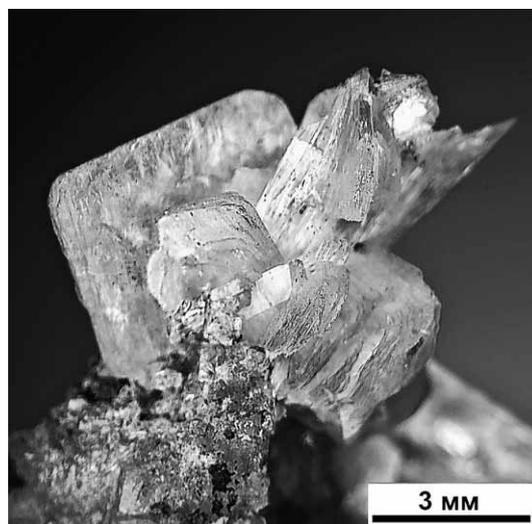


Рис. 2. Сrostок кристаллов бахчисарайцевита из доломитового карбонатита в фоскоритах Ковдорского массива.

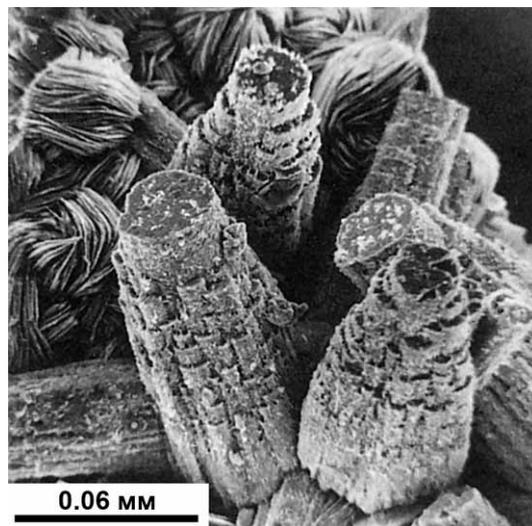


Рис. 3. Сrostок кристаллов бельковита в пустоте доломитового карбонатита в пироксенитах массива Вуориярви [10].

но известных работ по геологии Ловозерского массива. Буссенит – редчайший минерал, эндемик Хибинского массива, образует желтовато-коричневые чешуйчатые просечки (до 5 см в длину и 3 мм в толщину) в массивном содалите (рис. 4).

Денисовит $KCa_2[Si_3O_8](F, OH)$ открыт Ю.П. Меньшиковым [3] в денисовито-пектолитовых прожилках, секущих гнейсовидные рихсчорриты г. Эвеслогчорр (Хибинский массив), назван в честь Александра Петровича Денисова (1918-1972). А.П. Денисов – сотрудник лаборатории физических методов изучения пород, руд и минералов, специалист в рентгено-структурном анализе минералов, проработал в Геологическом институте более 20 лет. Денисовит – редкий минерал, встречается, помимо Хибинского массива, в Мурунском массиве в Ю. Якутии. В Хибинах он слагает серебристо-серые параллельно-волокнистые агрегаты (до 8 см) – мономинеральные или в смеси с юкспоритом и пектолитом (рис. 5).

Дорфманит $Na_2H[PO_4] \cdot 2H_2O$ открыт Ю.Л. Капустиним и др. [2] в ультраапатитовых жилах в уртигах гг. Коашва и Юкспорр (Хибинский массив) и назван в честь Моисея Давидовича Дорфмана (род. 1908). М.Д. Дорфман – доктор геолого-минералогических наук, специалист по гипергенной минерализации щелочных массивов, в 1951-1957 гг. работал в должности старшего научного сотрудника отдела минералогии Геологического института КФ АН СССР. Дорфманит – гипергенный минерал, обычно образующий снежно-белые порошковатые массы на поверхности растворимых фосфатов и карбонатов натрия, иногда с термонатрием и тронной заполняющий трещины в фойдолитах и покрывающий в виде налета стенки горных выработок в этих породах.

Меньшиковит $Pd_3Ni_2As_3$ открыт Ю.А. Барковым и др. [7] в оруденелых габбро-норитах массива Луккулайсваара (Сев. Карелия) и назван в честь Юрия Павловича Меньшикова (р. 1934). Ю.П. Меньшиков – известный специалист в минералогии щелочных массивов, почти полвека проработавший в Лаборатории физических методов изучения пород, руд и минералов. Автор более 100 научных работ, включая 2 монографии, и 44 новых минеральных видов. Меньшиковит – редкий минерал, обнаруженный также в породах Чинейского (Якутия) и Талнахского массивов, на Луккулайсвааре встречается в виде изометричных зерен (до 0.2 мм в диаметре) и сростков с другими сульфидами и сульфосолями.

Пахомовскит $Co_3(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$ открыт В.Н. Яковенчуком и др. [11] в доломитовых карбонатитах, секущих фоскориты Ковдорского массива, назван в честь Я.А. Пахомовского (род. 1948). Я.А. Пахомовский – кандидат геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией физических методов исследования пород, руд и минералов, специалист в минералогии гранитных пегматитов, щелочных и щелочно-ультраосновных комплексов, автор более чем 200 научных работ, включая 5 монографий, и 50 новых минеральных видов. Пахомовскит – редчайший минерал, эндемик Ковдорского массива – встречается в виде ярко-малиновых сферолитов и розеток таблитчатых кристаллов (до 0.5 мм в диаметре, рис. 6), нарастающих на стенке зияющих трещин в доломитовых карбонатитах в ассоциации с другими фосфатами.

Сидоренкит $Na_3Mn[PO_4][CO_3]$ открыт А.П. Хомяковым с коллегами [6] в ультраапатитовых жилах в породах расслоенного комплекса г. Аллуайв (Ловозерский массив) и назван в честь Александра Васильевича Сидоренко (1917-1982). А.В. Сидоренко – доктор геолого-минералогических наук, академик АН СССР, председатель Президиума КФ АН СССР в 1952-1961 гг., министр геологии СССР в 1962-1975 гг., вице-президент АН СССР в 1975-1982 гг. Лауреат Ленинской премии за откры-

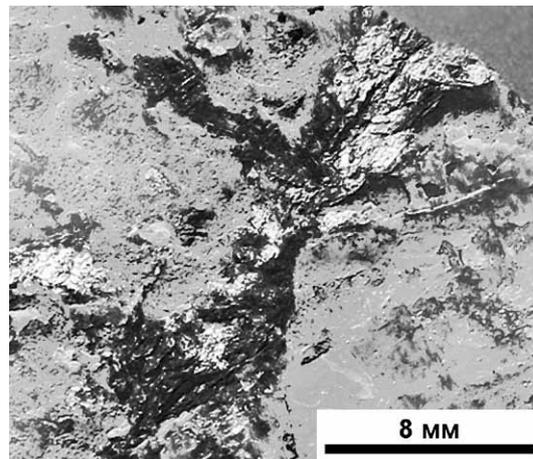


Рис. 4. Просечки буссенита в содалите из содалито-кальцито-натролитовой жилы в уртигах г. Кукисвумчорр (Хибинский массив).

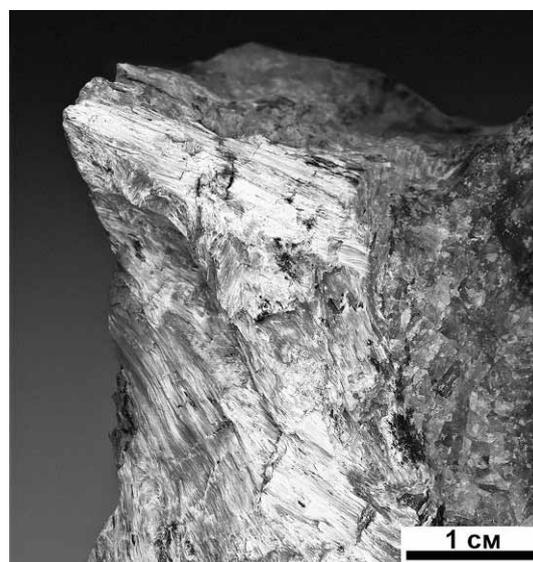


Рис. 5. Параллельно-волокнистые выделения денисовита в рихсчорритах г. Эвеслогчорр (Хибинский массив).

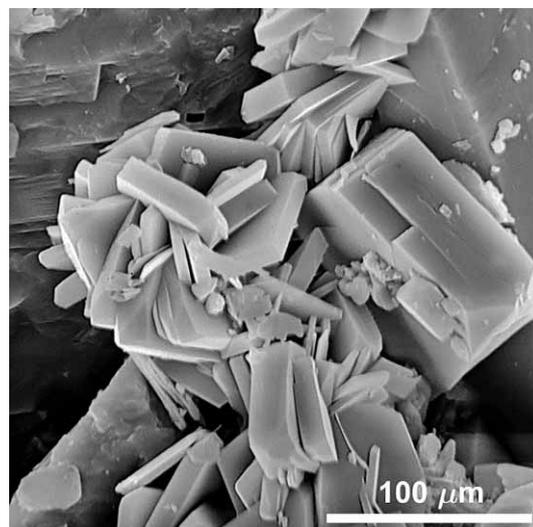


Рис. 6. Розетки таблитчатых кристаллов пахомовскита на стенке трещины в доломитовом карбонатите Ковдорского массива

тие крупнейшего в мире Ковдорского флогопитового месторождения. Сидоренкит – достаточно распространенный минерал ультраагпаитовых жил в нефелиновых сиенитах и фойдолитах щелочных массивов, образующий розовые пинакоидально-призматические кристаллы (до 10 см в длину, рис. 7) в ассоциации с растворимыми карбонатами натрия.

Соседкоит $(K, Na)_5Al_2(Ta, Nb, Sb)_{22}O_{60}$ открыт А.В. Волошиным с коллегами [1] в гранитных пегматитах Вороньих тундр и назван в честь Александра Федоровича Соседко (1901-1957). А.Ф. Соседко – кандидат геолого-минералогических наук, специалист в минералогии и геохимии гранитных пегматитов, соратник А.Е. Ферсмана – работая в Геологическом институте КФ АН СССР с 1950 по 1957 г. в должности старшего научного сотрудника, занимался изучением редкометалльных гранитных пегматитов зоны Колмозеро-Воронья. Соседкоит – редкий минерал, его игольчатые кристаллы (до 0.1 мм), образуются при изменении микролита и цезитибантита (рис. 8).

Точилинит $6Fe_{0.9}S \cdot 5(Mg, Fe)(OH)_2$ открыт Н.И. Органовой и др. [4] в серпентинизированных ультрабазитах массива Нижний Мамон (Воронежская обл.) и назван в честь Митрофана Степановича Точилина (1919-1968). М.С. Точилин – доктор геолого-минералогических наук, профессор Воронежского университета, специалист по геологии месторождений полосчатой железорудной формации – в 1959-1963 гг. работал в Геологическом институте КФ АН СССР, сначала в должности заведующего лабораторией региональной геологии, затем заместителя директора института. Точилинит – редкий минерал, установлен в нескольких серпентинитовых массивах мира, а также в углистых хондритах – встречается в виде радиально-лучистых агрегатов тонкоцилиндрических, иногда трубчатых кристаллов (до 1 см в длину), пленок на поверхности других минералов, землестых масс и стяжений.

Яковенчукит-(Y) $K_3NaCaY_2[Si_{12}O_{30}](H_2O)_4$ открыт С.В. Кривовичевым и др. в 2006 г. в содалито-эгирино-микроклиновой жиле в ийолит-уртигах г. Кукисвумчорр (Хибинский массив) и назван в честь Виктора Нестеровича Яковенчука (род. 1950). В.Н. Яковенчук, кандидат геолого-минералогических наук, сотрудник лаборатории самоорганизации минеральных систем, специалист в минералогии щелочных и щелочно-ультраосновных массивов, автор более 70 научных работ, включая 4 монографии, и 14 новых минеральных видов. Яковенчукит-(Y) – редчайший минерал, эндемик Хибинского массива – образует щетки бледно-коричневых уплощенно-призматических кристаллов (до 0.4 мм в длину) в интерстициях кристаллов микроклина (рис. 9).

В этом кратком обзоре представлены только минералы, названные в честь сотрудников Геологического института КНЦ РАН. Но Геологический институт – наследник Кольской горной станции АН СССР, с которой связаны имена А.Е. Ферсмана и Д.С. Белянкина, Е.М. Бонштедт, И.Д. Борнеман-Старынкевич, Н.Н. Гутковой, Е.Е. Костылевой-Лабунцовой, А.Н. Лабунцова, Б.М. Куплетского и др. В честь них также названы минералы: ферсмит и ферсманит, белянкинит, бонштедтит, борнеманит и иринит, гутковаит, костылевит, лабунцовит, куплетскит и др.

Активность минералогических исследований в Геологическом институте КНЦ РАН не спадает, продолжают находки и изучение новых минералов и месторождений, публикуются крупные обобщающие монографии по минералогии уникальных геологических объектов Кольского п-ова. Это дает все основания надеяться на то, что еще не одно имя кольского ученого будет увековечено мировым минералогическим сообществом в названиях новых минеральных видов.

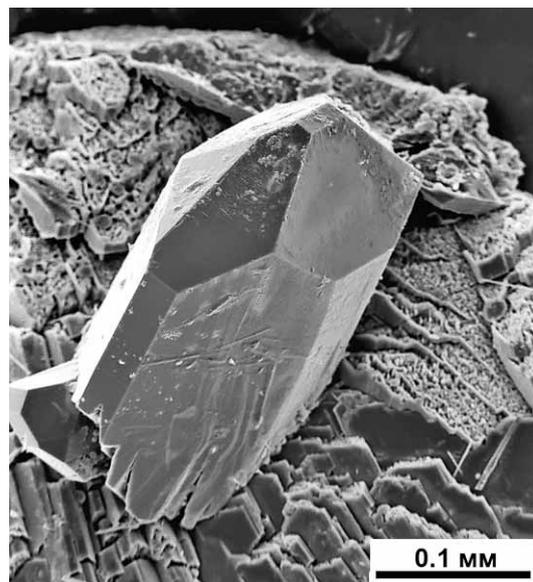


Рис. 7. Кристалл сидоренкита в пустоте эгирино-микроклино-термонартитового прожилка в уртигах г. Кукисвумчорр (Хибинский массив).

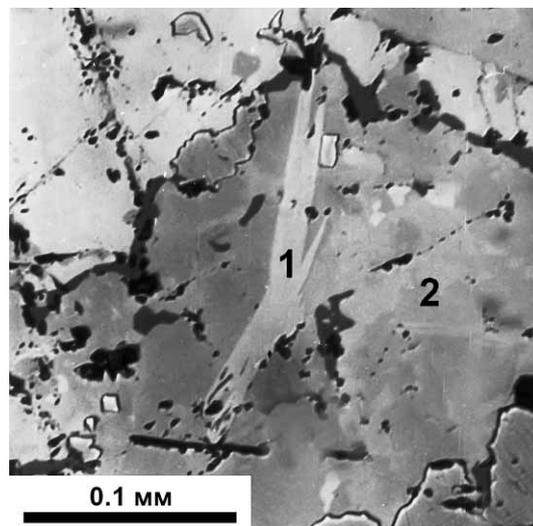


Рис. 8. Игольчатые кристаллы соседкоита (1) в массе микролита и цезитибантита (2) из редкометалльного пегматита Вороньих Тундр.

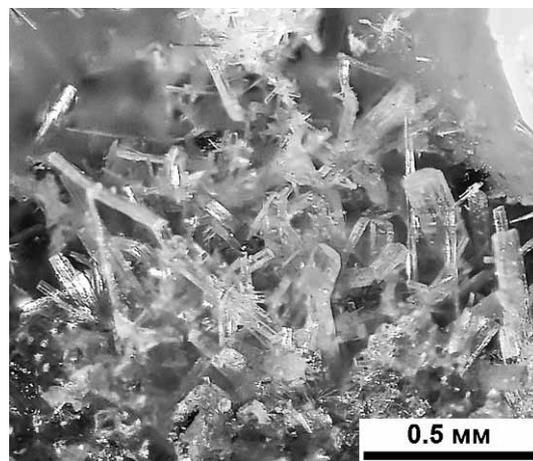


Рис. 9. Друза кристаллов яковенчукита-(Y) в пустоте содалито-эгирино-микроклиновой жилы в уртигах г. Кукисвумчорр (Хибинский массив).

Список литературы

1. Волошин А.В., Меньшиков Ю.П., Пахомовский Я.А. Соседкоит (sosedkoite) $(K, Na)_5Al_2Ta_{22}O_{60}$ – новый минерал из гранитных пегматитов // Зап. ВМО. 1982. № 2. С. 442-446.
2. Капустин Ю.Л., Пудовкина З.В., Быкова А.В. Дорфманит – новый минерал // Зап. ВМО. 1980. № 2. С. 211-216.
3. Меньшиков Ю.П. Денисовит – новый минерал из Хибинского массива // Зап. ВМО. 1984. № 6. С. 718-723.
4. Органова Н.И., Генкин А.Д., Дриц В.А. и др. Точилинит – новый сульфид-гидроокисел железа и магния // Зап. ВМО. 1971. № 4. С. 477-487.
5. Хомяков А.П., Меньшиков Ю.П., Нечелюстов Г.Н. и др. Буссенит $Na_2Ba_2Fe^{2+}TiSi_2O_7(CO_3)(OH)_3F$, новый слюдopodobный титаносиликат из Хибинского щелочного массива (Кольский п-ов) // Зап. ВМО. 2001. № 3. С. 50-55.
6. Хомяков А.П., Семенов Е.И., Казакова М.Е. и др. Сидоренкит $Na_3MnPO_4CO_3$ – новый минерал // Зап. ВМО. 1979. № 1. С. 56-59.
7. Barkov A.Y., Martin R.F., Pakhomovsky Y.A. *et al.* Menshikovite, $Pd_3Ni_2As_3$, a new platinum-group mineral species from two layered complexes, Russia // *Canad. Miner.* 2002. V 40. P 679-692.
8. Britvin S.N., Rudashevsky N.S., Krivovichev S.V. *et al.* Allabogdanite, $(Fe,Ni)_2P$, a new mineral from the Onello meteorite: The occurrence and crystal structure // *Amer. Miner.* 2002. V 87. P 1245-1249.
9. Liferovich R.P., Pakhomovsky Y.A., Yakubovich O.V. *et al.* Bakhchisaraitsevite, $Na_2Mg_5[PO_4]_4 \cdot 7H_2O$, a new mineral from hydrothermal assemblages related to Kovdor phoscorite-carbonatite complex of the Kovdor massif, Russia // *N. Jahrb. Miner. Monatsh.* 2000. N 9. P 402-418.
10. Voloshin A.V., Subbotin V.V., Pakhomovskii Ya.A. *et al.* Belkovite – a new barium-niobium silicate from carbonatites of the Vuoriyarvi massif (Kola Peninsula, USSR) // *N. Jahrb. Miner. Monatsh.* 1991. N 1. P 23-31.
11. Yakovenchuk V.N., Ivanyuk G.Yu., Mikhailova Yu.A. *et al.* Pakhomovskiyite, $Co_3(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$, a new mineral species from Kovdor, Kola Peninsula, Russia // *Canad. Miner.* 2006. V 41. P 117-123.

ХИБИНСКИЕ ПИРРОТИНЫ

И.С. Красоткин¹, Ю.Л. Войтеховский², А.Л. Лесков³

¹ Кольский филиал Петрозаводского государственного университета, ² Геологический институт КНЦ РАН

³ Хибинская строительная компания, г. Апатиты

Техническая политика горно-химического треста «Апатит» в 1930-х гг. (управляющий В.И. Кондриков, зам. по научной работе акад. А.Е. Ферсман, зам. по геологоразведочным работам А.Н. Лабунцов) была направлена на разведку и комплексное использование различных объектов Кольского минерально-сырьевого комплекса [1, 4, 5, 11]. Одним из них был хибинский пирротин. Интерес к нему был вызван потребностью в серной кислоте, которая была нужна в целом ряде технологических процессов на предприятиях будущего Северного химического комбината: производстве суперфосфата, фосфорной кислоты, титановых белил, сульфатов, силикагеля, гидрометаллургической переработке молибденитовых и ловчорритовых руд [1, 6]. Важность проблемы видна из того, что материалы регулярно докладывались С.М. Кирову и Г.К. Орджоникидзе. История хибинских пирротинов подробно отражена в изученных авторами документах (протоколы технических совещаний, служебные записки, отчеты, договора и др.), находящихся в филиале ГОУ «Государственный архив Мурманской обл.» в г. Кировске [9-11], а также в Хибинских сборниках [1, 2, 3, 6] и другой литературе.

Хроника геологоразведочных работ

Хибинский щелочной массив на юге и юго-западе соприкасается с разнообразными древними метаморфическими породами зеленокаменной свиты Имандра-Варзуга. Первое маршрутное исследование этой южной контактной полосы (на участке длиной 25 км и шириной до 1.5 км.) проведено в 1923 г. отрядом Академии наук под руководством Б.М. Куллетского. Вдоль южных склонов г. Ловчорр обследован ряд ущелий с обнажениями умптецитов и ороговикованных сланцев, обогащенных пирротином. Одному из них было дано название Пирротиновое ущелье.



Рис. 1. Район работ Пирротиновой ГРП в 1933 г. [8].

Обогащение пирротином отмечено на контакте роговиков и хибинитов. Аналогичные структуры обнаружены в южных контактах Айкуайвенчорра и Тахтарвумчорра [1]. Впоследствии пирротин был обнаружен Б.Н. Куллетским и в центральной сульфидной полосе Хибинских тундр от ущелья Рисчорр до Лопарского перевала. В 1929 г. А.Н. Лабунцовым произведено специальное маршрутное обследование южной и юго-западной зоны Хибинских тундр с целью выявления наиболее богатых скоплениями пирротина (рис. 1). В Пирротиновом ущелье были установлены и околнурены три значительных выхода сланцеватой роговиковой породы, обогащенной пирротином, со средним содержанием серы 17-22 % (т.е. до 50 % пирротина), причем на небольших участках содержание пирротина в породе достигало 70 %.

В 1930 г. трест «Апатит» привлек к геологоразведочным работам по пирротину Ленинградский геологоразведочный трест (ЛГРТ). Летом 1930 г. в районе Ловчорра и Айкуайвенчорра работали геологические партии под руководством геологов П.М. Мурзаева, С.И. Денисова, А.С. Амеландова (рис. 2). Выполнена геологическая съемка в масштабе 1:25000, а непосредственно в контакте восточнее Пирротинового ущелья (в районе р. Ловчоррйок) обнаружены еще два коренных выхода роговиков, обогащенных пирротином. Ввиду того, что южная

приконтактная полоса шириной около 500 м покрыта ледниковыми наносами, в 1931 г. по предложению треста «Апатит» ЛПРТ организовал электроразведку в южной части Хибинских тундр в районе Пирротинового ущелья и к востоку от него под руководством С.Я. Лиогеньского. Обнаружены четыре аномалии, залегающих в юго-восточном направлении под ледниковыми наносами на глубине до 30 м., длиной 300-500 м каждая, шириной около 40 м. В 1932 г. на найденных аномалиях ЛПРТ организовал разведочные работы, которые велись крайне неудовлетворительно – до конца 1932 г. было пройдено лишь четыре шурфа, два из которых обнаружили значительное пирротинное оруденение, пробурена одна скважина, не обнаружившая руды. Впоследствии разведочные работы проводились и на западном участке в районе южного подножия Тахтарвумчорра.

ПИРРОТИНОВОЕ УЩЕЛЬЕ

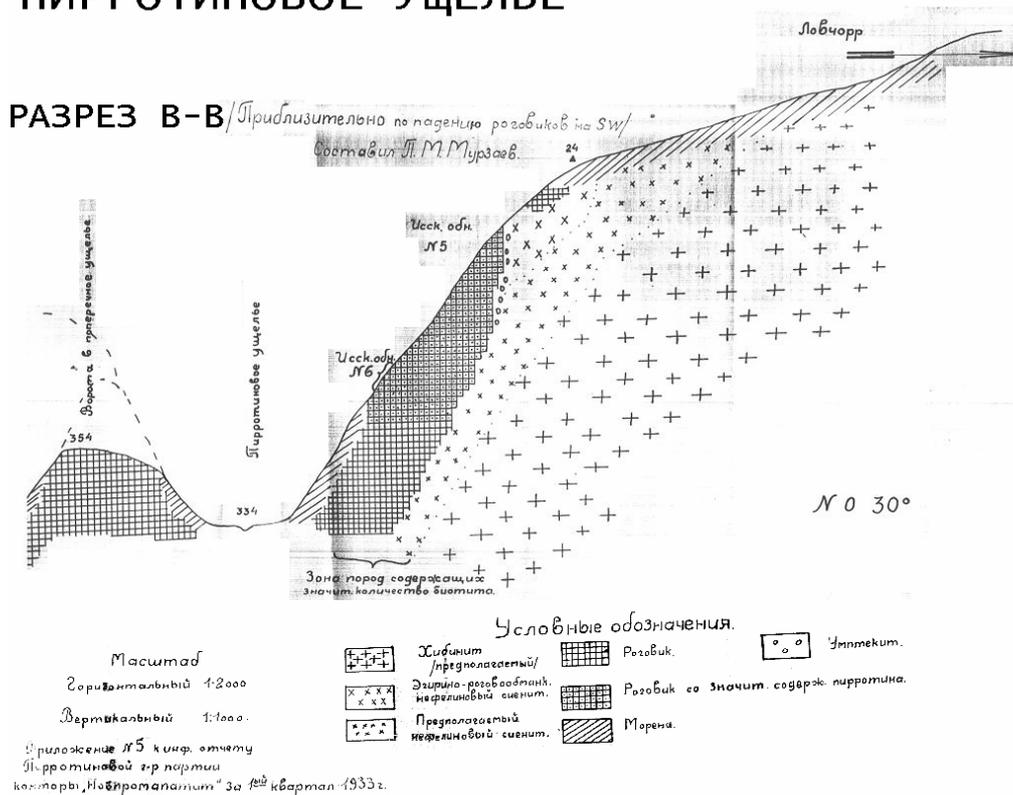


Рис. 2. Пирротинное ущелье. Геологический разрез выполнен П.М. Мурзаевым в 1933 г. [8].



Рис. 3. Восточный район. Буровая на Ловчоррйском участке. 1933 г. Из фондов музея ОАО «Апатит».



Рис. 4. Пирротинное ущелье. Штольня № 5. 1933 г. Из фондов музея ОАО «Апатит».

В апреле 1933 г. при горно-химическом тресте «Апатит» организовано Управление (Контора) по освоению новых месторождений полезных ископаемых Кольского п-ова «Новопроемапатит» – начальник управления Л.Б. Антонов, зав. отделом хим. сырья, непосредственно отвечающий за пирротиновую проблему, С.В. Константинов. Документы 1933-35 гг. свидетельствуют о том, что в этот период он играл главную роль во всех вопросах, связанных с хибинскими пирротинами [8]. По акту, все работы по пирротину были переданы от ЛГРТ непосредственно «Апатиту». Были проведены масштабные разведочные и геофизические (электро- и магниторазведка) работы, закончившиеся в 1935 г. Была организована Пирротиновая партия, затем переименованная в Южно-Хибинскую комплексную группу (нач. И.И. Соболев). В разные годы в ней работали В.Н. Годовиков, В.И. Котельников, М.Н. Джаксон, В.К. Котульский, Г.С. Пронченко, О.Е. Суровцева и др.



Рис. 5. Западный район. Проходка канавы. 1933 г.
Из фондов музея ОАО «Апатит».



Рис. 6. Западный район. Рабочий поселок Пирротинстрой. 1939 г. Из фондов музея ОАО «Апатит».

В комплексной группе было 102 человека, но руководство считало, что этого недостаточно, и затребовало еще 50 рабочих. Для доставки продовольствия и вывоза руды из Пирротинового ущелья были затребованы 22 лошади, поставлены буровые, жилые палатки для рабочих, построены хозяйственные помещения (склады, пекарни, конюшня, бани, кузницы и др.), проложены дороги и зимники. Работа кипела летом и зимой, в документах даже появился термин «Пирротинстрой» (рис. 3-5). В Восточном районе работы проводились в Пирротиновом и Аномальном ущельях, а также в долине Ловчорройока [11].

В Пирротиновом ущелье был разведан штольнями самый богатый в массиве рудный выход (рудные линзы – раздувы четковидной сульфидной жилы мощностью 2-11 м) с содержанием серы до 28 %. На крутом северном склоне на высоте от 3 до 55 м над тальвегом были пройдены пять штолен с рассечками общей протяженностью около 130 м (штольни №№ 1 и 2 – силами Пирротиновой партии ЛГРТ под руководством Д.Н. Михалева). По заданию треста «Апатит» в декабре 1932 г. с этого выхода было добыто около 180 т пирротиновой руды, после разборки и сортировки 44 т руды с содержанием серы 25-27 % отправлены на завод «Красный Химик» в г. Ленинград для технологических испытаний. Работы в Пирротиновом ущелье затруднялись глубоким снежным покровом, снежными обвалами (за зиму 1932-33 гг. участок трижды заваливало) и трудностями с доставкой продовольствия (рабочие по три дня сидели без хлеба).

Для разведки выявленных аномалий в Аномальном ущелье и долине Ловчорройока было пройдено 10 канав по коренным породам 8-37 м длиной и 3-8 м глубиной, 12 шурфов 6-13 м глубиной и 3 буровые скважины на глубину 56-75 м. Все работы в Восточном районе были завершены в 1934 г. Подсчитанные суммарные запасы по всем аномалиям составили 290 тыс. т. руды при содержании серы 13-21 %. Было признано, что пирротины Восточного района не имеют существенного промышленного значения.

Основные разведочные работы переместились в Западный район к югу от массива Тахтарвумчорр вблизи железной и автомобильной дорог [11]. Электроразведкой здесь были выявлены 27 аномалий протяженностью 150-1450 м, пройдено (по коренным породам) 40 канав длиной 4-40 м и глубиной 3-8 м, 12 шурфов глубиной 3-8 м и 10 буровых скважин на глубину от 30 до 110 м. Суммарные запасы по разведанным залежам Западного района составили по всем категориям (А, В, С) 3 млн. 972 тыс. т. руды со средним содержанием 16.8 % серы [10]. Запасы в ГКЗ не рассматривались. Объем работ за 1933-35 гг. по обоим районам составил: колонковое бурение – 1095 м, канавы – 5900 м, шурфы – 1500 куб. м, штольни – 335 м, геологическая съемка – 52.5 кв. км, электроразведка – 57.5 кв. км, общие затраты – 1.8 млн. руб. В Западном районе были отобраны пробы руды и направлены в Центральную испытательную станцию (ЦИС) треста «Апатит» и на завод «Красный Химик».

В июне 1939 г. после четырехлетнего перерыва сернокислотная промышленность Ленинградской области снова заинтересовалась хибинскими пирротинами. По заданию Наркомхимпрома комбинат «Апатит» произвел добычу 3 тыс. т. пирротиновой руды в Восточном районе (рис. 6) и направил ее на технологические испы-

тания [9]. Тогда же был составлен паспорт пирротинового месторождения заведующим петрографическим кабинетом комбината П.Н. Чирвинским и проверен главным геологом В.А. Афанасьевым.

Геологические и минералогические аспекты

Хибинское месторождение сульфидов железа приурочено к Имандро-Варзугской свите, прорванной щелочным интрузивом. Первоначально генезис пирротинов связывали с этим контактом, но отдельные залежи были найдены вдали от него. Поэтому некоторые геологи считали, что щелочной плутон играет метаморфизирующую роль по отношению к контактной полосе, а сульфиды железа сингенетичны вмещающим их породам [10]. В Восточном районе главным сульфидным минералом является пирротин (в роговиках), в Западном районе он частично замещается пиритом, особенно вдали от контакта в кварцево-углистых сланцах. В руде присутствуют: кварц, хлорит, серицит, биотит, кальцит, пироксен, амфибол, графит, лимонит, халькопирит и другие сульфиды. Упомянуты гипс и сульфаты железа в виде землистых агрегатов вместе с каолинитом в поверхностных корках на пирротине [2]. Химический состав одной из проб руды: $\text{SiO}_2 - 35.4$, $\text{TiO}_2 - 0.46$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 5.1$, $\text{Fe} - 41.2$, $\text{CaO} - 4.6$, $\text{MgO} - 2$, $\text{CuO} - 0.4$, $\text{Ni} - 0.12$ (%), содержание S не приводится [10].

Технологические испытания пирротинов

Серную кислоту можно получить из различного сырья: элементарной серы, пирита, газов металлургического производства, сероводорода, сульфатов, хвостов флотации и др. [3, 7]. На различных этапах экономического развития страны соотношение между видами сырья изменялось. В 1930-е гг. дефицит серной кислоты реально выдвинул в качестве сырья пирротины. В 1933 г. пробный обжиг хибинского пирротина (44 т.) был проведен на ленинградском заводе «Красный Химик» и дал вполне удовлетворительный прогноз их использования. В июне 1939 г. крупная партия хибинской пирротиновой руды (2 тыс. т.), добытая в карьере Восточного района, испытывалась ЦИС комбината «Апатит» как объект флотационного обогащения. При содержании в исходной руде 14-16 % серы был получен концентрат с содержанием 28-33 % серы при выходе 25 % и извлечении до 80 % [9]. 500 т. концентрата поступило на завод «Красный Химик» и дало при обжиге хорошие результаты. В декабре 1939 г. в карьере Восточного района было добыто 1000 т руды с содержанием серы 22 %. Ее обжиг (без обогащения) на Воскресенском химическом заводе также дал хорошие результаты [9]. Тем самым подтвердилась возможность применения хибинских пирротинов как сырья сернокислотного производства.

Прошло 70 лет

В настоящее время вопрос использования хибинских пирротинов для производства серной кислоты не актуален. Никаких работ по хибинским пирротинам больше не проводилось. Наша неформальная группа в рамках исследования истории хозяйственного освоения Хибин совершила в 2005 г. несколько экскурсий в Пирротинное ущелье, которое вытянуто на 1 км с запада на восток, ширина по тальвегу около 50 м, высота склонов до 100 м над дном ущелья. Еще в 1980-х гг. один из авторов (А.Л.) встречал разрозненные остатки инфраструктуры «Пирротинстройа» в ущелье и районе р. Ловчорройок: деревянные срубы, бревна, канавы и пр. Сегодня ничего этого нет и в помине: единственный артефакт – железный лом, найденный авторами в Меридиональной долине, где предположительно размещались рабочие Пирротиновой партии.

Крутые склоны ущелья частично осыпались, размыты водой, густо заросли мелколесьем, и распознать издали разведочные выработки, канавы, шурфы можно лишь в осенний период, когда нет листвы. На северном склоне ущелья ярко выделяются охристые отвалы породы (до 50 м длиной и 30 м шириной по низу). По ним можно добраться до входа в штольни №№ 1 и 3

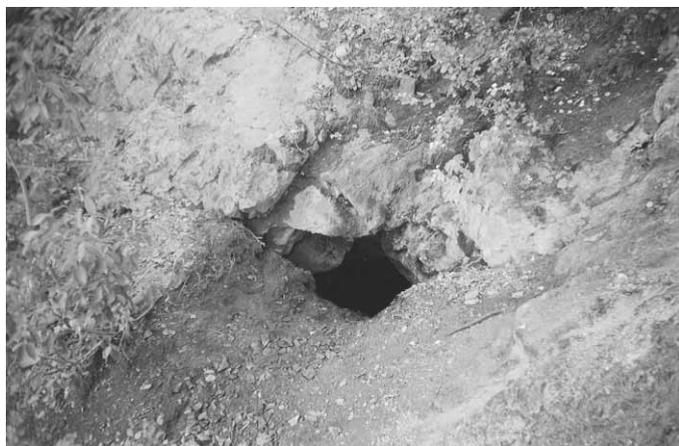


Рис. 7. Пирротинное ущелье. Штольня № 3. Июль 2005 г.

(рис. 7), расположенные примерно на одной вертикали. Входы в штольни №№ 2, 4 (самая верхняя в 55 м над тальвегом) и 5 (самая нижняя в 3 м над тальвегом) завалены породой. Штольня № 1 (в 41 м над тальвегом) 10 июля 2005 г. в жаркую сухую погоду почти до самого верха была заполнена водой. Проникнуть в штольню № 3 (в 23 м над тальвегом) удалось лишь расширив вход лопатой. Она представляет собой полость 6 × 8 м в трещиноватом скальном монолите с крутыми плотными каменными стенками высотой около 2 м (роговик), по которому сочится вода. В нижней части отвалов находятся куски пирротиновой породы размером в основном до 20-30 см – следы сортировки руды 1933 г. (рис. 8). Неподалеку лежат два аккуратных штабеля пирротина примерно по 10 т каждый и с 1933 г. ожидают отправки на завод

«Красный Химик». Вниз по р. Пирротиновой и р. Айкуайвенйок до Коашвинской дороги не удалось обнару-



Рис. 8. Пирротиновое ущелье. Один из авторов (ЮВ) на отвале пирротиновых штолен.
Июль 2005 г.

жить следов зимника, по которому в январе 1933 г. на лошадях вывезли 44 т пирротина – лишь короткий отрезок в несколько сотен метров у моста вдоль шоссе.

В некоторых кусках пирротина обнаружены светлые корочки каолинита и сульфатов железа. Были обследованы также две канавы-расчистки длиной по 10 м каждая и шириной 2 м, находящиеся на склоне в 300 м к западу от линии штолен и в 20 м по высоте над тальвегом, пройденные по контакту роговиков (снизу) и нефелиновых сиенитов (вверху). Здесь пирротины покрыты разноцветными охристыми корками гидроокислов железа (белые, серые, зеленые, желтые, красные, коричневые), на которых выросли прозрачные кристаллы – розочки гипса.

Пирротиновое ущелье – еще один памятник социалистического строительства 1930-х гг. немногим известным и многим безвестным труженикам Хибин («хотелось бы всех поименно назвать!»). А некоторые минералогические вопросы, в частности, связанные с природными сульфатами железа в зоне гипергенеза пирротиновых руд, еще ждут своих исследователей.

Авторы выражают благодарность директору ФГОУ «ГАМО» в г. Кировске М.Д. Петровой, сотруднику того же архива В.М. Тарасюк, а также директору музея ОАО «Апатит» Т.Г. Барановой за подбор архивных материалов.

Список литературы

1. Лабунцов А.Н. Пирротин Хибинских тундр // V Хибинский сборник. Л.:Госхимтехиздат, 1933. С. 180-189.
2. Годовиков В.Н., Михалев Д.Н. Материалы по пирротиновым месторождениям южного склона Хибинского массива. // V Хибинский сборник. Л.:Госхимтехиздат, 1933. С. 189-202.
3. Седлис В.О. Пирротин в качестве сырья для сернокислотной промышленности. // V Хибинский сборник. Л.:Госхимтехиздат, 1933. С. 180-189.
4. Кондриков В.И. Редкие элементы Хибин // V Хибинский сборник. Л.:Госхимтехиздат, 1933. С. 3-6.
5. Ферсман А.Е. Редкие элементы в щелочных массивах Кольского п-ова. // V Хибинский сборник. Л.:Госхимтехиздат, 1933. С. 6-15.
6. Соловьянов Г.Н., Маркова Н.Н. К вопросу планирования научных исследований по Кольскому промышленному комплексу // V Хибинский сборник. Л.:Госхимтехиздат, 1933. С. 210-224.
7. Кожевников И.Ю., Менковский М.А., Равич Б.Н. Металлургия, технология угля и неметаллических полезных ископаемых. М.: Недра, 1980. 327 с.
8. Фонд №179 ФГОУ «ГАМО». Кировск. Опись № 1, дела №№ 93, 94, 98, 150, 191, 195, 197, 307, 440, 555, 557 за 1932-35 гг.
9. Фонд №179 ФГОУ «ГАМО». Кировск. Опись № 11, дело № 341 за 1939 г.
10. Паспорт «Восточные и Западные пирротиновые месторождения Хибинских тундр». Всесоюзный геологический фонд, Главгеология НКТП СССР, 1939. Фонд № 179 ФГОУ «ГАМО», опись № 11, дело № 339.
11. Константов С.В., Соболев И.И., Суровцева О.Е. Отчет о геолого-разведочных работах на сульфиды железа в 1931-34 гг. Южный контакт Хибинского массива. Район Айкуайвенчорр-Вудъяврчорр-Тахтарвумчорр. Фонды Геологического института КНЦ РАН, 1935. 408 с.

ОТ ТИЕТТЫ – К КОЛЬСКОЙ БАЗЕ АН СССР: ИСТОРИЯ ОРГАНИЗАЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ОТДЕЛА ПО АРХИВНЫМ ДОКУМЕНТАМ

Е.И. Макарова. Научный архив КНЦ РАН, г. Апатиты

Систематические геологические исследования в целях поиска полезных ископаемых, целенаправленно начатые в 1920 г. Академией наук СССР на Кольском п-ове, открыли “новый, самый динамичный этап освоения Севера”. Экспедиции 1920-1930 гг. привели к многочисленным открытиям, заложившим основу для создания мощной сырьевой базы фосфатных руд (апатит), цветных (медь, никель), редких (ниобий, тантал, цирконий, цезий), легких (алюминий, литий) и черных металлов (железо, титан, хром), мусковита, флогопита, огнеупоров (кианит, оливиниты) и других полезных ископаемых [1]. Архивные документы свидетельствуют, что только на 1929 г. было “выявлено 93 минеральных вида, редчайших или найденных впервые именно в Хибинских и Ловозерских тундрах; к осени 1935 г. – 124 вида” – как видно из доклада профессора П.Н. Чирвинского на Третьем Полярном совещании НИСа НКТП – СССР по вопросам изучения и освоения полезных ископаемых Кольского п-ова, проходившем в Кировске 25-29 сентября 1935 г. [2].

Созданная в 1930 г. академиком А.Е. Ферсманом как экспедиционная база Академии наук для организации сезонных научных исследований, Хибинская исследовательская горная станция (ХИГС) скоро стала основным базовым учреждением Академии наук для проведения постоянных научных исследований на Кольском п-ове. Это обусловило ее реорганизацию в 1934 г. в “Базу АН СССР в Хибинах” – согласно постановлению заседания Президиума АН СССР от 10 июня 1934 г. [3]. Интересна история переименования Базы в Кольскую базу, отраженная в архивных документах и характеризующая личность А.Е. Ферсмана как человека, в любом деле умевшего дойти до самой сути. В ходатайстве в Комиссию по базам АН СССР от 2 декабря 1934 г. он просит дать Базе более точное названия – Кольская база, поскольку “...настоящее наименование ни в коей мере не соответствует той роли и тем задачам, которые должна иметь База Академии наук на Кольском п-ове. Хибины являются лишь очень незначительной частью той большой территории п-ова, к изучению производительных сил которой призвана База Всесоюзной Академии наук” [4]. Так База получила титул Кольской базы Академии наук (КБАН), а имя А.Е. Ферсман дал ей еще раньше, при рождении ХИГС, заложив в ее основу три основных понятия: “наука – с одной стороны, техника и знания – с другой, школа – с третьей. Не удивительно, что мы избрали для названия станции лопарское слово, которое как раз передает эти 3 понятия – школа, наука, знания – “Тьетта” [5].

Целая плеяда известных ученых Академии наук – геологов, минералогов, геохимиков и др. в течение предвоенного десятилетия работала на Кольском п-ове, многие из них выросли и сформировались профессионально на Тьетте. Результаты их деятельности и сегодня представляет несомненную научную ценность. Это было время, когда в Хибинах стремительно наращивала темпы “ударная стройка пятилетки”, когда город Хибиногорск (после гибели С.М. Кирова декабре 1934 г. – Кировск) только начал свою историю и еще не был отмечен на картах страны. “Ударная стройка зовет!”, “Шире развернуть и строго организовать поисковые работы”, “Хибиногорск – центр геолого-разведочных и исследовательских работ на Кольском п-ове”, “Всю научно-исследовательскую, разведочную, проектную и строительную работы Кольского п-ова проводить по строго выработанному единому плану, по принципу комплексности” – пестрят заголовками пожелтевшие страницы тех исторических лет [6].

Направляя работу Кольской базы, академик А.Е. Ферсман одновременно руководил Уральским филиалом АН СССР (1932-1938) и ежегодными геологическими исследованиями в регионах страны (Урал, Карелия, Кольский п-ов, Забайкалье, Кавказ, Алтай, Средняя Азия, Монголия), совмещая научную деятельность с активной организаторской работой в Комиссии по улучшению быта ученых (совместно с А.М. Горьким), Комитете по химизации народного хозяйства при СНК СССР, Метеоритной комиссии, Комиссии по геотермике при АН СССР, Русском географическом обществе, Всесоюзном химическом обществе (с 1944 г. – почетный член ВХО) и др., принимая участие в подготовке Международных геологических конгрессов (Копенгаген, 1928; Москва, 1937 – генеральный секретарь). Для осуществления плана Совета филиалов и баз АН СССР, направленного на расширение и углубление тематики работ Кольской базы и выхода ее на более высокий организационный уровень, А.Е. Ферсман нуждался в надежном помощнике, поэтому он пригласил на должность заместителя председателя Кольской базы опытного и энергичного организатора науки – Ивана Демьяновича Чернобаева. Несмотря на короткий период работы на Базе – с 1935 по 1937 гг., даже из немногих уцелевших документальных свидетельств о нем видно, что этот человек сыграл важную роль в укреплении кадрового состава Базы крупными специалистами и расширении тематики научных исследований: “Одним из очень существенных пробелов в работе Базы в 1935 г. как и в предыдущие годы было отсутствие больших комплексных экспедиций по изучению и освоению новых районов Кольского п-ова и экспедиций с более узкими специальными заданиями. На Кольском п-ове изучена лишь незначительная часть всей территории и очень часто практическая жизнь опережает науку, ...давно уже назрела необходимость выйти за пределы Хибинского горного района и ставить проблемы в более широком масштабе с охватом всей территории Кольского п-ова” [7].

Из личного дела И.Д. Чернобаева, выявленного в фонде Комитета филиалов и баз АН СССР в Архиве РАН, известно, что родился он в 1889 г. в семье белорусского крестьянина в Польше, в 16 лет приехал в Москву и стал рабочим, в 1916-1917 гг. служил рядовым царской армии, в 1917 г. вступил в Красную армию и одновременно в ВКПб, был комиссаром 41-го Московского полка. В 1918-1924 гг. входил в Высший комполитсо-

став Красной армии, в 1924-1929 гг. исполнял обязанности заместителя начальника Центрстатотдела, в 1925-1926 гг. был председателем ревкомиссии Общества политэмигрантов, занимал руководящие посты в ряде организаций Москвы. Имел незаконченное высшее образование (Плановая академия им. Молотова, курсы руководящих работников, инженерно-экономические курсы с геодезическим уклоном). В 1934 г. был назначен зампредом Государственного геодезического совета во Владивостоке, а 5 августа 1935 г. по направлению Президиума АН СССР сменил на посту зампреда Базы Н.А. Серова, совмещавшего эту должность с основной работой в тресте “Апатит”. Лучшей характеристикой работы И.Д. Чернобаева служит письмо в парткомитет АН СССР от 12 ноября 1936 г. за подписью А.Е. Ферсмана: “...Должен сказать, что тов. Чернобаев блестяще справился с возложенной на него трудной и ответственной задачей организации и проведения в условиях г. Кировска научной конференции (речь идет о Третьем Полярном совещании НИСа НКТП – СССР по вопросам изучения и освоения полезных ископаемых Кольского п-ова, проходившем в Кировске 25-29 сентября 1935 г. – ЕМ). Дальнейшая работа тов. Чернобаева в Базе Академии наук показывает его активность, преданность делу и прекрасные организационные способности..., он за короткий срок глубоко вникнул в задачи научно-исследовательского учреждения в новом промышленном районе, сумел установить непосредственную и близкую связь Кольской базы с местными партийными и советскими органами и сплотил коллектив...”. Последний приказ И.Д. Чернобаев подписал 28 февраля 1937 г. Через несколько дней постановлением Президиума АН СССР от 11 февраля 1937 г. И.Д. Чернобаев был “освобожден от работы на Кольской базе с 1 марта 1937 г. согласно его заявления со сдачей дел” [8]. Далее его имя и даже память о нем вместе с другими именами крупных деятелей региона, в т.ч. первого руководителя треста “Апатит” В.И. Кондрикова, были надолго изъяты из истории Кольского Севера. Дело же, которое он начал, продолжало успешно развиваться. По данным на 1 января 1935 г. КБАН СССР имела штат из 15 сотрудников, но уже на 1 декабря 1935 г. – 27 сотрудников, а с 7 экспедиционными рабочими – 34» (Чернобаев принят на должность зам. Председателя 5 августа 1935 г.) [9].

Тогда же, в 1935 г. составе КБАН СССР организован Геологический отдел, объединивший все работы Базы по геолого-петрографическому и минералого-геохимическому изучению Хибин. Возглавил Отдел А.Н. Лабунцов – участник экспедиций 1922 и 1923 гг. под руководством А.Е. Ферсмана, первооткрыватель месторождений апатито-нефелиновых руд Расвумчорр, Апатитовый цирк, Юкспорр, Кукисвумчорр, Куэльпорр и ряда новых минералов. Его научная и организационная деятельность на Кольском п-ове навсегда связана с историей края. С 16 октября 1929 г. А.Н. Лабунцов – ученый секретарь Комитета по организации Хибинской горной станции АН СССР по совместительству с основной работой в Ломоносовском институте АН СССР, где сначала был заведующим изыскательно-разведочным отделом, а затем сотрудником геолого-разведочного отдела в тресте “Апатит”, оставаясь сотрудником Ломоносовского института и (с 1933 по 1957 гг.) научным сотрудником Минералогического музея Академии наук в Москве. А.Н. Лабунцов руководил Геологическим (Геолого-геохимическим) отделом Кольской Базы АН до 15 января 1938 г. Он был уволен с Базы как “не явившийся вовремя из ленинградской командировки”, также задетый волной репрессий на Кольском п-ове [10]. Судьба легендарного первооткрывателя апатитового месторождения в Хибинах оказалась более счастливой, чем у других его соратников – он уцелел во все периоды репрессий благодаря то ли дерзновенной храбрости (как участник русско-японской и первой мировой войн он был кавалером ордена “Георгиевский крест”), то ли особому везению – известно, что будучи уже опальным, он встретился с Вышинским в Большом театре и не побоялся аргументировано отстоять свою непричастность к вредительской антисоветской деятельности и в результате был восстановлен в Академии наук в должности минералоба, продолжал заниматься любимым делом до конца жизни и даже был награжден Золотой медалью ВМО [11].

В Геологический отдел сначала входила Геохимическая лаборатория – первое в мировой научной практике лабораторное подразделение, приближенное к условиям полевых работ, организованное еще при Станции талантливым химиком и соратницей А.Е. Ферсмана – И.Д. Борнеман-Старынкевич. Лаборатория с самого начала была оснащена всем необходимым оборудованием, что позволяло на самом высоком уровне проводить химические анализы образцов, собранных экспедициями. Дворянка по происхождению, химик по образованию, И.Д. Борнеман-Старынкевич после окончания Петроградского университета в 1912-1914 гг. продолжила образование в Геттингенском университете (Германия), работая у профессора Тамманна. В начале первой мировой войны вернулась в Россию и была принята в лабораторию Академии наук В.И. Вернадского, где до 1922 г. занималась разработкой методики анализа и анализом минералов. С 1920 по 1932 гг. работала в Петроградском государственном Радиевом институте, готовя эталоны тория для радиоактивных измерений. Разработав методику разделения и определения редких земель в кальциевых фосфатах, И.Д. Борнеман-Старынкевич в 1924 г. впервые установила присутствие редких земель в апатитах и фосфоритах как обычную составную часть, в том числе и в Хибинах. Новые методы анализа минералов сложного состава, содержащих ниобий, тантал, цирконий, редкие земли, торий и др., позволили ей установить химический состав таких сложных хибинских минералов как эвдиалит, лампрофиллит, энигматит, мурманит. Весной 1932 г. И.Д. Борнеман-Старынкевич была откомандирована Ломоносовским институтом АН СССР в Хибинь. С 1 июля 1932 г. по 1 апреля 1936 г. она работала заведующей Геохимической лаборатории Хибинской горной станции – Кольской базы АН СССР. Осуществленные ею контрольные анализы, подготовка методики анализов новых, до того неизвестных науке минералов (ловчоррит, лопарит и др.) оказали существенную помощь промышленному строительству – И.Д. Борнеман-Старынкевич одновременно консультировала работы треста “Апатит”, поскольку работы Лаборатории финансировались им [12].

Когда И.Д. Борнеман-Старынкевич вернулась в Москву, лабораторию возглавил Б.Н. Мелентьев – ученый-химик из репрессированных первой волны. Он окончил в 1927 г. Московский промышленно-экономический техникум, стажировался четыре года в Англии и Германии, работал с 1927 г. в Институте прикладной минералогии в Москве, затем с марта 1930 г. – в Закавказском отделении Института в г. Тифлисе (Тбилиси); с 1931 по 1933 гг. – в должности старшего химика-минералога в Институте прикладной минералогии в Москве. В феврале 1933 г. привлечен органами ОГПУ по ст. 58 к судебной ответственности и выслан в Казахстан, пополнив ряды ссыльных ученых, развивавших советскую науку на периферии. В 1936 г. переведен на Кольскую базу, где продолжил работу И.Д. Борнеман-Старынкевич (она оставалась консультантом) [13]. В этот период на промышленный комплекс Хибин было обращено особое внимание Правительства и, в частности, И.В. Сталина. Он чрезвычайно интересовался вопросами апатитовой промышленности и считал, что “apatитовую промышленность надо форсированно развивать. Нет городов, надо их строить. Нет дорог, надо их строить. Нет электроэнергии – надо строить гидроэлектростанции” [14]. Ежегодно в промышленность Мурманского округа вкладывалось до 60 % всех капиталовложений по Мурманскому округу [15].

Бурная индустриализация региона ускорила темпы и расширяла горизонты научных исследований, проводимых Геологическим отделом Кольской базы АН СССР. В его задачи входили: “А. В области геологии: 1. Петрографические и минералогические исследования Кольского п-ова. 2. Геологическая съемка Кольского п-ова. 3. Поиски новых месторождений никеля. 4. Дальнейшее минералого-геохимическое изучение Хибинских тундр. 5. Выяснение происхождения щелочных пород в Хибинских и Ловозерских тундрах. 6. Тектоника Хибинских и Ловозерских тундр и Мончетундры. 7. Выбор месторождений лопаритов и эвдиалитов для эксплуатации. 8. Изучение открытых и подземных вод. Б. В области геохимии и технологии: 1. Геохимия редких элементов Кольского п-ова (ниобий, тантал, цирконий), а также никеля и меди. 2. Разработка методики определения редких элементов 3. Разработка технологии редких элементов”. Структура Геологического отдела на 1936 г. предусматривала включение пяти групп: а) геологической съемки; б) петрографии; в) минералогии; г) тектоники; д) гидрогеологии и гидрологии, Геохимической лаборатории – две: а) анализов; б) технологии. Благодаря поддержке управляющего трестом “Апатит” В.И. Кондрикова, на геологический цикл работ Базы предусматривалось ассигнование в размере 230 тыс. руб. по курсу в описываемый период. Кстати, всего на 1936 г. ассигнование работ Кольской базы трестом “Апатит” предусматривалось в размере 610 тыс. руб., в том числе на работы Ботсада ничуть не меньше – 280 тыс. руб. [16]. Это объясняется, на наш взгляд, не только пониманием важности этого уникального научно-исследовательского подразделения Базы, но и перспективой строительства “Кировского научного городка” на территории Ботанического сада в связи общим мнением, что “Кольская база АН должна представлять не только научно-исследовательское учреждение АН, но и центр, планирующий и регулирующий научно-исследовательские работы всех учреждений, ведущих исследования на Кольском п-ове” – согласно постановлению Объединенного заседания Президиума Кировского районного исполкома и Бюро районного комитета ВКП(б) от 30 января 1936 г., принятому по докладу И.Д. Чернобаева [17].

Геологический отдел Базы с его геохимической лабораторией рассматривался как “основной ведущий отдел в условиях работы Кольской базы”, поскольку “Хибины, являясь горным районом с огромными залежами полезных ископаемых, диктуют необходимость придания этому отделу особого внимания как отделу, разрешившему проблему апатита, нефелина и других полезных ископаемых” [18]. В штат Геологического отдела вошло восемь научных сотрудников во главе с заведующим, минералогом А.Н. Лабунцовым, химиком в должности консультанта И.Д. Борнеман-Старынкевич, научными сотрудниками – заведующим геохимической лабораторией Б.Н. Мелентьевым, В.С. Быковой и А.С. Тереховко, геологом и по совместительству заведующим минералогическим музеем В.Х. Дараганом, химиками М.И. Волковой и З.М. Гилевой. Помимо тематических и полевых работ по плану Отдела, ученые выполняли внеплановые задания, в том числе срочные анализы по запросам других учреждений, консультировали химиков треста “Апатит”, вели культурно-пропагандистскую деятельность. Последняя была связана с активным развитием в регионе туризма через “Общество пролетарского туризма” и Кольскую базу Академии наук [19]. За один только летний период 1936 г. Кольскую базу Академии наук и ее Ботсад посетило свыше 10 тыс. экскурсантов из Москвы, Ленинграда, Украины, Средней Азии, Белоруссии, Сибири, Дальнего Востока и своего региона. При этом каждая экскурсия, лекция, встреча заканчивались посещением Минералогического музея. Лекции читались на самом высоком уровне – акад. Ферсманом, Лабунцовым, Борнеман-Старынкевич, а также приглашенными специалистами треста “Апатит” и других учреждений, такими как проф. Чирвинский, проф. Куплетский. Для этого на Базе функционировал Научный кружок, работавший по выходным. “С утра приезжали группы ... от 40 до 60 человек... По окончании лекции они имели возможность получить обед и чай, а потом производились игры”.

Среди наиболее значимых внеплановых работ следует назвать подготовку выставки производительных сил Кольского п-ова к VIII Чрезвычайному Всесоюзному съезду Советов, где была представлена работа АН СССР по освоению недр Кольского п-ова, а также проведение картографических работ. На выставке производительных сил Кольского п-ова были представлены геологическая карта в масштабе 1: 200000 размером 3 × 2.5 м, выполненная в двадцати пяти красках, и карта первых весенних проталин и последних снеговых пятен района Хибинских тундр (совместная работа с Климатологическим отделом) [20]. Таким образом, 1936 г. явился “переломным” для Кольской базы АН СССР – был усилен кадровый состав, улучшена материально-техническая база; увеличено финансирование; расширена тематика научных исследований; создан ученый совет, включавший первоначально 42, а затем 22 члена; просматривалась перспектива создания целого научного комплекса – Кировского научного городка Академии наук. Такой благоприятной казалась ситуация, отражен-

ная И.Д. Чернобаевым в отчете Базы за 1936 г. [21]. Пройдет всего несколько месяцев, и все изменится – пожар 2 февраля 1937 г. стал “первой ласточкой” в цепи драматических событий 1937-1938 гг. Затем последовало увольнение И.Д. Чернобаева с 1 марта 1937 г. и объявление его “врагом народа” и “вредителем”, который “на 1937 г. привел Базу к развалу” [22]. Затем тяжелая болезнь подкосила А.Е. Ферсмана, устранив его от вмешательства в дела Базы, где с 20 августа 1937 г. по 1 января 1938 г. командированный инспектор Отдела кадров Академии наук Т.Т. Барышев исполнял обязанности ученого секретаря. Поскольку соответствующими органами было установлено, что “в состав Ученого совета Базы в 1936 – начале 1937 гг. входили крупнейшие вредители, сидевшие во главе промышленных главков”, он “проделал большую работу по оздоровлению и укреплению научных работ”: среди прочих в 1937 г. был уволен за “развал” работы и неявку на Базу “лженаучный” и “малоквалифицированный геолог” А.Н. Лабунцов, из-за “разногласий” с Барышевым перешел в трест “Апатит” В.Х. Дараган.

К счастью для Кольской базы (и геологической науки вообще), уже через некоторое время в ответ на статью “Бездействующая База Академии наук” от 25 ноября 1938 г., опубликованной в газете “Правда”, на Кольский п-ов выехала комиссия Академии наук. Комиссия отметила недостатки руководства Базой академиком А.Е. Ферсманом: отстраненность от контроля за ходом работ “в силу большой загруженности”, отсутствие надежных преемников и т.д. В то же время, комиссия отметила ошибки работы по “оздоровлению и укреплению научных работ” со стороны Т.Т. Барышева “в подходе к старым работникам”, он был отозван из командировки. Уцелевшее от полного разгрома “любимое детище” академика А.Е. Ферсмана стало “зализывать раны” и уже в 1940 г. последовала высокая оценка работы Кольской базы со стороны Мурманского облисполкома и Президиума АН СССР при недоукомплектованности Геолого-геохимического отдела “квалифицированными научными работниками” и “недостатке оборудования в ряде лабораторий, отсутствии необходимых производственных площадей и жилых помещений” [23]. В апреле 1941 г. Кольская база принимала участие в выставке лучших работ Академии наук: “10 дней в Президиуме АН СССР демонстрировалась выставка лучших работ, выполненных по плану 1940 г. научно-исследовательскими институтами и лабораториями Академии ... Кольская база Академии была представлена на выставке одним стендом, на котором были показаны наиболее интересные и выдающиеся работы биологического и геолого-химического отделов ... КБАН показала на выставке, что она имеет достижения, которыми может законно гордиться” [24]. До войны оставалось два неполных месяца...

Значение периода геологических исследований Кольского п-ова учеными КБАН СССР в предвоенный период трудно переоценить. На этом этапе была заложена основа геологических и горнодобывающих работ на многие годы вперед, подготовлена кадровая база высокопрофессиональных ученых, заложен фундамент Кольской геологической “школы”, которой гордится сегодня Геологический институт КНЦ РАН.

Список литературы

1. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В. и др. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2002. С. 16-17.
2. Научный архив КНЦ РАН. Ф. 1 Оп. 22. Д. 2. Л. 50.
3. Архив РАН. Ф. 188. Оп. 1. Д. 79. Л. 1.
4. Архив РАН. Ф. 188. Оп. 1. Д. 79. Л. 2.
5. Научный архив КНЦ РАН. Ф. 1. Оп. 6. Д. 9. Л. 196.
6. Научный архив КНЦ РАН. Ф. 1. Оп. 6. Д. 30. Л. 1-250.
7. Научный архив КНЦ РАН. Ф. 1. Оп. 22. Д. 1. Л. 10.
8. Архив РАН. Ф. 188. Оп. 2. Д. 359. Л. 1-12.
9. Научный архив КНЦ РАН. Ф. 1. Оп. 22. Д. 1. Л. 33.
10. Архив РАН. Ф. 188. Оп. 1. Д. 209. Л. 1.
11. Секриеру В. Счастливый разведчик. История Заполярья в судьбах людских: к 60-летию Мурманской обл. // Мурман. 15-21 мая. С. 4.
12. Научный архив КНЦ РАН. Ф. 1. Оп. 18. Д. 64. Л. 17, 48, 55.
13. Архив РАН. Ф. 188. Оп. 1. Д. 1. Л. 212.
14. Научный архив КНЦ РАН. Ф. 1. Оп. 5. Д. 52. Л. 60-61.
15. Научный архив КНЦ РАН. Ф. 1. Оп. 5. Д. 52. Л. 60.
16. Научный архив КНЦ РАН. Ф. 1. Оп. 6. Д. 34. Л. 2-5.
17. Научный архив КНЦ РАН. Ф. 1. Оп. 6. Д. 34. Л. 15-26.
18. Научный архив КНЦ РАН. Ф. 1. Оп. 6. Д. 36. Л. 18.
19. Научный архив КНЦ РАН. Ф. 1. Оп. 6. Д. 36. Л. 19-22.
20. Научный архив КНЦ РАН. Ф. 1. Оп. 6. Д. 49. Л. 17-23.
21. Научный архив КНЦ РАН. Ф. 1. Оп. 6. Д. 49. Л. 19.
22. Архив РАН. Ф. 188. Оп. 3. Д. 7. Л. 40.
23. Архив РАН. Ф. 188. Оп. 2. Д. 2. Л. 1-16.
24. Архив РАН. Ф. 188. Оп. 2. Д. 2. Л. 15.

ИСТОРИЯ МУЗЕЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА КНЦ РАН ДО 1981 ГОДА

Т.В. Новохатская. Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты

Уже при открытии Хибинской горной станции летом 1930 г. съехавшимися полевыми отрядами была устроена выставка-музей, включающая и минералого-петрографический отдел. Затем музею была отведена специальная комната и к 1934 г. он был в основном сформирован [2]. Музей продолжал расширяться и развиваться вплоть до Великой Отечественной войны, во время которой сотрудники станции были эвакуированы в Сыктывкар, а сама станция сгорела. Во время пожара все музейные материалы погибли.

Сразу после окончания войны сотрудники базы вернулись из эвакуации и геологические работы на Кольском п-ове возобновились, Геологический институт разместился в двух небольших двухэтажных домиках в пос. Кукисвумчорр. И.В. Бельков, возглавлявший минералогические исследования, понимая уникальность региона и научную и просветительскую роль музея, сразу же поднял вопрос о его создании. В 1952 г. была организована первая экспозиция, составленная из рабочих материалов сотрудников института. Музей занимал 2 небольшие комнаты, одновременно бывшие рабочими кабинетами. В них разместились 10 витрин с полезными ископаемыми Кольского п-ова и минералами Хибинских и Ловозерских тундр. В первую экспозицию вошли образцы, собранные экспедициями А.Ф. Соседко (Колмозеро-Воронья), И.В. Белькова (Кейвы), Е.К. Козлова (Монче-тундра, Печенга), П.К. Семенова (Хибины), И.Д. Батиевой (Ловозерские тундры), М.К. Якуловой (Ена), С.С. Курбатова (Оленегорское месторождение), Т.Н. Ивановой и А.В. Галахова (Хибины).

В 1955 г. организацией музея предложили заняться Т.В. Новохатской. С этого времени начался систематический сбор музейных образцов. Первые целенаправленные полевые работы осуществлялись, в первую очередь, в Хибинских и Ловозерских тундрах, а также в интересных районах, где сотрудники Геологического института не работали (Ковдор, Африканда, Хабозеро и др.). Лишь в 1956 г. был положительно решен вопрос о создании Геологического музея и с 1957 г. он присутствует в структуре института как самостоятельная структурная единица в разделе вспомогательных подразделений [6]. Продолжался очень активный сбор каменного материала, осуществляемый всеми сотрудниками института.

В 1961 г. музей был переведен в новое помещение в г. Апатиты. Площадь значительно увеличилась, появилась возможность расширить экспозиционную часть. 1961-1962 гг. были посвящены, главным образом, пересмотру музейных фондов и подготовке новых экспозиций, которые были размещены в четырех отделах: 1) минералогическом, 2) петрографическом, 3) полезных ископаемых и 4) литологии докембрия. В Минералогический отдел вошли: 1) систематическая коллекция минералов Кольского п-ова, 2) минералы Хибинских и Ловозерских тундр, отличающиеся исключительным богатством и разнообразием и 3) минералы, открытые впервые в мире сотрудниками института. В Петрографическом отделе были размещены образцы разновозрастных магматических и метаморфических горных пород, слагающих Кольский п-ов. В Отделе полезных ископаемых было отражено богатство Кольского п-ова полезными ископаемыми. Экспонаты были сгруппированы в витринах по горнопромышленным комплексам. В Отделе литологии докембрия были представлены древнейшие осадочные и вулканогенные породы, прошедшие стадию метаморфизма, но сохранившие первичные литологические признаки [4]. В музее наряду с главной задачей – пополнением фондов, большое внимание стало уделяться научно-просветительской деятельности: проведению экскурсий, а также подготовке и рассылке коллекций.

И.В. Бельков, став директором института в 1961 г., уделял музею неослабевающее внимание. Его по праву надо считать организатором и душой музейного дела в институте. По его инициативе в программы летних полевых работ каждый отряд вносил пункт о сборе образцов для музея, среди которых оказывались представительные или уникальные, годившиеся для экспозиций и выставок, а также обычные, которые поступали в обменный фонд и рассылались в коллекциях. Огромный и непосредственный вклад И.В. Белькова в пополнение фондов музея. Лучшие образцы из его многолетних полевых сборов передавались в музей, их насчитывается несколько сотен.

Интерес к музею с каждым годом возрастал, в связи с этим понадобилось увеличить штат музея до трех человек (с 1962 г. – М.Г. Федотова, с 1976 г. – Т.М. Писарева). В год музей посещали более 1.5 тыс. человек, готовились и рассылались в различные учебные заведения, музеи, школы и другие организации более 100 коллекций. Музей приобрел международную известность. По просьбе Софийского университета им была отправлена представительная коллекция полезных ископаемых и минералов Кольского п-ова. Каждый год устраивалось по несколько выставок. Оказывалась постоянная помощь Областному краеведческому музею в комплектовании геологического отдела. С увеличением штата музея расширился и круг работ:

1. Увеличился сбор образцов самими музейными работниками в районах, в которых сотрудниками ГИ не проводились полевые работы.
2. Осуществлена ревизия основного фонда. К 1980 г. он насчитывал более 5500 образцов.
3. Проведена паспортизация образцов этого фонда.
4. Составлен и постоянно пополнялся список минералов, известных на Кольском п-ове. Он был опубликован в 1980 г. [1].
5. На все образцы основного фонда составлены каталоги: 1) авторский, 2) географический, 3) минералов, 4) полезных ископаемых.

В это же время М.Г. Федотова подготовила и защитила кандидатскую диссертацию, а Т.М. Писарева закончила Горный институт. Т.В. Новохатская была ответственным составителем 7 выпусков «Геологиче-

ской изученности Мурманской области”, опубликованных в 1964-1981 гг. Геологический музей получил заслуженную известность и был внесен в реестр музеев АН СССР [3]. С целью привлечения большего внимания к возможностям комплексного использования полезных ископаемых Кольского п-ова и пропаганды достижений науки в этой области в 1979 г. было решено открыть новую экспозицию (филиал) музея Геологического института. Ее разместили в отдельном помещении, и 20 ноября 1980 г. состоялось открытие филиала [5]. Впоследствии он получил статус самостоятельного музея. С 1 января 1981 г. Т.В. Новохатская уволилась в связи с выходом на пенсию.

Список литературы

1. Бельков И.В., Федотова М.Г., Новохатская Т.В. Минералы Кольского п-ова // Минеральные комплексы и минералы Кольского п-ова. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1980. С. 3-16.
2. Гуткова Н.Н., Коровкин А.А. Музей станции // Хибинская горная станция. Л.: Изд-во АН СССР, 1934. С. 31-43.
3. Музеи Академии наук СССР и Академий наук союзных республик. М.: Наука, 1983. С. 68.
4. Новохатская Т.В., Федотова М.Г. Геологический музей Кольского филиала им. С.М.Кирова АН СССР // Материалы по минералогии Кольского п-ова. Л.: Наука, 1968. С. 309-312.
5. Приказ № 59 от 26.06.80 г. “Об образовании дополнительной экспозиции (филиала) музея Геологического института” // Научный архив КНЦ РАН. Ф. 2, оп. 9, д. 345, л. 112-114.
6. Постановление Президиума АН СССР от 8.02.57 № 96 // Научный архив КНЦ РАН. Ф. 1, оп. 6, д. 383, с. 85-90.

ИСТОРИЯ ПОСТРОЙКИ ЖЕЛЕЗНОЙ ДОРОГИ К КОВДОРСКОМУ ЖЕЛЕЗОРУДНОМУ МЕСТОРОЖДЕНИЮ

В.С. Петров. Кольский филиал Петрозаводского госуниверситета, г. Апатиты

Бурное развитие горнорудной промышленности в XX в. на Кольском п-ове тесно связано с историей Октябрьской ж.д., которая в ноябре 2006 г. отмечает свой юбилей. В 1933 г. на юго-западе Кольского п-ова в 40 км от деревни Ена в районе оз. Ковдор К.М. Кошицем было найдено богатое месторождение высококачественных железных руд, общие запасы которого были оценены как «практически неисчерпаемые». К моменту находки на всем Севере Европейской части России Ковдорское железорудное месторождение было единственным разведанным месторождением высококачественной железной руды с запасами промышленного значения, что означало перспективы его промышленного использования. К тому же оно позволяло вести добычу открытым способом [1]. Это определило перспективы дальнейшего изучения района: Ковдорский массив и его месторождения планомерно изучались геологами Мурашовым, Стукановым, Бахиревым, Ивенсеном, Покровской, Шифриным, Намоюшко, а также Златкиным и Шалимовым в 1946 г., Соболевым в 1947 г., Волотовой в 1958 г. С 60-х гг. здесь работали Токмаков (1961), Эпштейн (1962, 1970), Римская-Корсакова (1963), Бородин (1963), Каледонский и др. (1965), Афанасьев (1966, 1977, 1983), Терновой и др. (1967-1971), Капустин (1971), Быкова (1975), Афанасьев и др. (1977), Галахов и др. (1978), Лапин (1980), Харламов (1980), Субботин и др. (1981), Дунаев (1982), Краснова (1988), Дудкин и Кирнарский (1994), Балаганская (1994), Иванюк и Яковенчук (1997) [2].

Проведению исследовательских работ в районе и его промышленному освоению во многом способствовало успешное решение транспортной проблемы, прежде всего – постройки железнодорожной ветки Пинозеро-Ковдор Октябрьской ж.д., осуществленной в 30-х гг. В Научном архиве КНЦ РАН сохранился исторический документ – научное обоснование Экономического отдела Кольской базы АН СССР «Постройка железной дороги от Енского железорудного месторождения до Кировской ж.д.» (так именовалась Октябрьская ж.д.) [3]. Он освещает частицу богатейшей истории Октябрьской ж.д. В обосновании, разработанном Экономическим отделом Кольской базы АН СССР в 1937 г., дана следующая оценка: «Ковдорское железорудное месторождение может служить не только важным источником для нашего экспорта, но также и основной базой для создания металлургии на Севере: быстрого роста промышленности в этих районах, создания новых промышленных центров в Кировске, Мончегорске, Кандалякше. Становится ясным, какое огромное народнохозяйственное значение будет иметь создание на Севере собственной металлургической базы. Этим объясняется то исключительное внимание, которое уделяли партия и правительство, особенно С.М. Киров, разведкам железных руд на Севере. Однако, до открытия Ковдорского железорудного месторождения и до широкого развертывания работ по добыче Печерского каменного угля, не было реальной базы для создания металлургии на Севере» [4].

Кроме того, в непосредственной близости от железорудного месторождения были найдены высококачественные известняки, имевшие большое хозяйственное значение. Мурманский округ (в него входила территория Кольского п-ова) тогда не имел собственной извести и завозил ее из удаленных на полторы тысячи км известковых заводов Ленинградской обл. – Волосовского и Угловского. Только в 1936 г. для строительных работ Мурманского округа было получено 15 тыс. т. извести, на 1937 г. план увеличивался до 20 тыс. т. В связи со строительством Кандалякшского химкомбината предполагалось расходовать свыше 300 тыс. т. извести, а в дальнейшем, в связи с планируемым строительством цементного завода, план увеличивался до 500 тыс. т. Ковдорское месторождение известняков удешевляло снабжение Мурманского округа и Карелии [5]. Для промышленного использования месторождений предстояло решить транспортную проблему. Ковдорские месторождения железной руды и известняков были обнаружены вблизи границы с Финляндией на расстоянии в 93 км по прямой линии от ближайшей железнодорожной станции Пинозеро Кировской ж.д. Никаких путей сообщения, которые связывали бы их с железной дорогой, не было. Геологические партии пробирались к ним по пешеходным тропам и через многочисленные озера и реки, затрачивая не один день на преодоление расстояния по прямой в 93 км. Значение железнодорожной линии не ограничивалась решением проблем промышленной эксплуатации месторождений. Она позволяла сделать доступными богатые лесом районы Мурманского округа, в первую очередь обеспечивая нужды Кировска. На тот момент заготовка древесины в районе осуществлялась путем сплава. Экономисты подсчитали, что «большое расстояние сплава и многократная повторность сплавных операций чрезвычайно задерживают сплав от устья р. Ены до станции Зашеек Кировской ж.д. В этих условиях стоимость сплава древесины значительно превышает возможную стоимость перевозки древесины по железной дороге». Необходимо упомянуть, что в 13 км от Ковдорского месторождения располагались разработки слюды – пегматиты промышленного характера были выявлены в конце 1920-х – начале 1930-х гг. и постройка железной дороги открывала новые перспективы для добычи этого дефицитного сырья [6].

Таким образом, проект постройки железнодорожной линии от Ковдорского железорудного месторождения до Кировской ж.д. позволял решить целый ряд задач, главными из которых были: обеспечение северной металлургии высококачественной рудой и экспорт железной руды; снабжение строительства Мурманского округа и Сев. Карелии дешевой известью, в том числе снабжение известняками Кандалякшского химкомбината и цементного завода – вместо планировавшегося завоза более дорогих известняков с Сев. Двины; решение проблемы лесозаготовок в Мурманском округе, удешевление транспортировки добываемой в Ковдоре слюды. При этом железнодорожная линия от Ковдорского железорудного месторождения до Кировской ж.д. рассматривалась не как подъездной путь к железным рудникам, а как средство решения целого комплекса народнохозяйст-

венных задач, что предполагало ее рассматривать как «пионерную линию общего пользования» [7]. Аналитический обзор трассы проектируемой железнодорожной линии показал, что «скудный картографический материал по району тяготения к проектируемой железнодорожной линии и отсутствие не только предварительных технических изысканий, но и рекогносцировочных изысканий, произведенных хотя бы по двум вариантам, не позволяли сразу выбрать окончательный вариант трассы» [8]. Поэтому экономисты Кольской базы АН СССР предложили различные обоснования строительства железнодорожной линии, а также пункта примыкания к Кировской ж.д.

«1-й вариант: станция Пинозеро Кировской ж.д. – Ковдорские железорудные месторождения. Ближайшей к месторождениям железной руды и известняков является ст. Пинозеро в 17 км к северу от Кандалакши. Расстояние от ст. Пинозеро до месторождений по прямой линии – 93 км. Однако строительная длина линии, в случае примыкания её к ст. Пинозеро, будет много больше 93 км. Трасса линии, проходя по наиболее благоприятной для постройки железной дороги местности, в то же время обеспечивала бы перевалку на проектную дорогу древесины, со всех основных пунктов её приплава. Основные пункты приплава древесины в районе тяготения к проектируемой железной дороге – следующие (с запада на восток): I. Река Пасма. Эта река концентрирует сплав всей древесины с бассейна Вадозера и оз. Пасма. Количество древесины, которое может ежегодно поступать с р. Пасма на проектируемую дорогу, определяется цифрой порядка 40 тыс. т. II. Озеро Кандас. К этому озеру приплавается вся древесина, заготавливаемая в лесных массивах, расположенных по бассейну Верхнего и Нижнего Чалмозера. С оз. Кандас может ежегодно поступать на проектируемую железную дорогу около 48 тыс. т. древесины. III. Озеро Кох. К этому озеру приплавается вся древесина, заготавливаемая в лесных массивах, расположенных в бассейне р. Ены. С оз. Кох ежегодно может поступать на железную дорогу около 76 тыс. т. древесины. Если проектируемая железнодорожная линия пересечет р. Пасму и пройдет возле оз. Кандас и оз. Кох, тогда вся древесина района тяготения сможет поступать на железную дорогу с наименьшими издержками» [9].

Таким образом, в 1-м варианте постройки железнодорожной линии целесообразной была признана трасса от ст. Пинозеро на запад до пересечения с р. Пасмой, далее идущая на северо-запад вдоль Уполакшской губы оз. Имандра, между Нижним Чалмозером и озером. Кандас; затем огибающая с северо-запада оз. Кох и далее на юго-запад огибающая уже с юга оз. Икки с выходом к Ковдорским месторождениям железной руды и известняков. Такая трасса обещала быть наиболее экономичной, несмотря на строительство искусственных сооружений (мостов), поскольку она позволяла сэкономить средства на проведении дорогостоящих в этом регионе земляных работ. Строительная длина предполагавшейся в первом варианте линии равнялась 115 км, и до Кандалакши – 17 км, всего – 132 км. В то же время расстояние по прямой от Ковдорских месторождений железной руды и известняков до Кандалакши составляло лишь 98 км. Поэтому экономисты КБ АН СССР предлагали и второй вариант примыкания железнодорожной линии непосредственно к Кандалакше: ст. Кандалакша Кировской ж.д. – Ковдорские железорудные месторождения. Несмотря на то, что расстояние от месторождений до Кандалакши по прямой линии равнялось 98 км, постройка железной дороги такой протяженностью не была целесообразной из-за трудных топографических условий – в этом случае железная дорога должна была пройти через горную Кантинкульта-тундру, имеющую отметки над уровнем моря свыше 500 м. Обход Кантинкульта-тундры с юга предполагал протяженность трассы не менее чем 140 км. Вариант северного обхода Кантинкульта-тундры предполагал прохождение пути от Кандалакши к Вадозеру, затем вдоль Вадозера между Киме-тундрой, и обогнув Кантинкульта-тундру и оз. Икки с севера, можно было выйти к месторождениям. В этом случае длина железнодорожной линии составляла 126 км, то есть на 11 километров больше, чем в первом варианте [10]. Сравнительный анализ эксплуатационных расходов по вывозу железной руды по двум вариантам давал следующую картину: вариант примыкания к станции Пинозеро позволял ежегодно экономить на перевозке 160 тыс. руб. в год. Кроме того, именно этот вариант обеспечивал вывоз практически всей заготовленной к вывозу древесины по железной дороге, что давало экономию в сравнении с дорогостоящим сплавом 1080 тыс. руб. При ежегодной заготовке древесины в размере 300 тыс. куб. м., запасов древесины хватало на 18 лет – достаточный срок, чтобы окупить затраты по организации лесозаготовок. Таким образом, постройка железной дороги была важнейшим условием для организации правильного и наиболее полного использования имеющихся запасов древесины, устраняя «разбросанность» и удорожание рубок на большой площади [11].

Таким образом, по мнению экономистов КБ АН СССР, строительство железной дороги от Ковдорского железорудного месторождения до Кировской ж.д. позволяло решить целый комплекс народнохозяйственных задач – создания на Кольском Севере собственной металлургической базы, обеспечения «своей» известью стройки Мурманского округа и Сев. Карелии и известняками – строившийся в этот период Кандалакшский химический комбинат, рационального использования лесозаготовок в бассейне оз. Имандра, удешевления разрабатываемых в тот период слюдяных месторождений Ковдора. Кроме того, постройка железнодорожного пути обеспечивала выход в западную часть Кольского п-ова. Проект новой железной дороги предлагалось «произвести» в 1937 г., а строительные работы должны быть развернуты в 1938 г. «с тем, чтобы новая линия в 1939 г. была бы уже введена в эксплуатацию» [12].

Дорога была построена «ударными» темпами социалистической стройки и сдана в эксплуатацию в 1941 г. – перед самой войной. Ковдорский рудный район является сегодня экономически освоенным районом Мурманской обл. Город Ковдор с населением 25 тыс. человек является конечным пунктом железнодорожной ветки Пинозеро – Ковдор Октябрьской ж.д. Основными предприятиями являются ОАО «Ковдорский ГОК» и ОАО «Ковдорслюда». Первое выпускает магнетитовый, апатитовый и бадделейтовый концентраты; второе – верми-

кулитовый концентрат, флогопит и оливинитовые продукты для производства магнезиальных огнеупоров [13]. Продукция предприятий востребована в стране и за рубежом, внедрение новых технологий переработки используемого сырья открывает новые горизонты развития промышленности региона. В этой связи остается актуальным и значение железнодорожного транспорта для развития края – Октябрьская ж.д. является «осью», вокруг которой происходило и будет продолжаться освоение богатств и развитием новых производств на Кольском Севере.



Рис. 1. Схема железной дороги к Ковдорскому железорудному месторождению.

Список литературы

1. Научный архив КНЦ РАН. Ф. 1. Оп. 5. Д. 67. Л. 1.
2. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В. и др. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2002. С. 135.
3. Научный архив КНЦ РАН. Ф. 1. Оп. 5. Д. 67. Л. 1-61.
4. Научный архив КНЦ РАН. Ф. 1. Оп. 5. Д. 67. Л. 19.
5. Научный архив КНЦ РАН. Ф. 1. Оп. 5. Д. 67. Л. 1-4.
6. Научный архив КНЦ РАН. Ф. 1. Оп. 5. Д. 67. Л. 4.
7. Научный архив КНЦ РАН. Ф. 1. Оп. 5. Д. 67. Л. 5.
8. Научный архив КНЦ РАН. Ф. 1. Оп. 5. Д. 67. Л. 6.
9. Научный архив КНЦ РАН. Ф. 1. Оп. 5. Д. 67. Л. 5-6.
10. Научный архив КНЦ РАН. Ф. 1. Оп. 5. Д. 67. Л. 9-10.
11. Научный архив КНЦ РАН. Ф. 1. Оп. 5. Д. 67. Л. 9.
12. Научный архив КНЦ РАН. Ф. 1. Оп. 5. Д. 67. Л. 59.
13. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В. и др. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2002. С. 145-146.

ХРАНИЛИЩЕ УНИКАЛЬНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАМЕННОГО МАТЕРИАЛА КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

И.А. Плотникова, А.С. Фаныгин. ОАО «Мурманская ГРЭ», г. Апатиты

Участок систематизации и хранения каменного материала, изначально именовавшийся «Геологический музей», создан на базе Кольского РайГРУ (позднее Мурманской геологоразведочной экспедиции) в 1967 г. В задачи «музея» входило обеспечение учета, хранения и систематизации коллекций горных пород и руд Кольского п-ова, ознакомление геологического персонала с геологией региона, демонстрация богатств Мурманской обл. и популяризация геологических знаний, налаживание связей с другими геологическими организациями, в т.ч. обмен геологическим каменным материалом. Основоположниками «музея» являются главный геолог Кольского РайГРУ Р.В. Карпов и первая заведующая музеем Л.А. Куликова. В его создание много сил, знаний и энергии вложили геологи, работавшие в разные годы в Мурманской обл. Работы в «музее» велись силами созданной для этой цели Партии систематизации, состав которой варьировал от 1 до 4 человек. Здесь работали Т.М. Каменева, В.Г. Хабарова, Л.П. Ключкина, Л.М. Шелухина, Г.В. Шерстнева, Г.В. Ковалева, В.И. Рабинович, Л.А. Гаскельберг, Н.А. Семушина, Я.Ф. Рогальская, позднее – Г.Т. Гридина, Ф.В. Минаков, А.М. Ремизова, Н.В. Лукьянова и И.А. Плотникова. Руководство Кольского РайГРУ, МГРЭ (позже ОАО «МГРЭ»), Мурмангеолкома (позже Комитета природных ресурсов по Мурманской обл.), администрации Мурманской обл., ФГУ "ТФИ по природным ресурсам и охране окружающей среды МПР России по Мурманской обл." и других руководящих организаций в разные годы способствовало становлению, развитию, а в последние 10-15 лет и сохранению коллекций каменных материалов (К.Д. Беляев, И.Ф. Мельников, Н.И. Бичук, А.В. Лебедев, А.Д. Даин, С.В. Жабин, А.Г. Мачула, О.Я. Даркшевич, В.А. Чапин, В.Н. Переин, С.Н. Данилов, А.С. Фаныгин, В.Г. Зайцев и др.).

На участке систематизации и хранения образцов горных пород и руд находится более 16 000 образцов, 120 000 шлифов и аншлифов. Общая площадь «музея» составляет более 400 м². В состав «музейного» фонда входят основной, резервный и вспомогательный фонды. Основной фонд включает коллекции, представляющие Кольский регион: коллекции образцов пород и полезных ископаемых экспозиционного фонда, эталонные по-объектные коллекции образцов, шлифов и аншлифов пород и руд (литотека), территориальную эталонную коллекцию образцов, шлифов, аншлифов пород и руд, шлифотеку, а также коллекцию образцов пород, руд и минералов из других регионов России, стран СНГ и зарубежных стран. Коллекции экспозиционного фонда состоят из 3495 образцов пород и руд, выставленных в витринах и на тумбах в экспозиционном зале площадью 288 м². Они характеризуют геологию, петрографию, минералогию и полезные ископаемые Кольского п-ова. Экспозиция состоит из четырех разделов: стратиграфия, магматизм, метаморфизм, полезные ископаемые.

Раздел «Стратиграфия» был в 1998 г. пересмотрен и адаптирован к новой легенде Кольской серии Госгеолкарты-200, принятой НРС ВСЕГЕИ в 1995 г. В нем на 10 витринах представлены образцы применительно к новой схеме структурного районирования: Беломорский блок, Центрально-Кольский блок-антиклинорий, Лапландско-Колвицкая зона гранулитов, Карекатундровская структура, Кейвский синклиний, Имандра-Варзугская рифтогенно-синклиновая структура, Печенгская синклиновая структура, Куолоярви-Тикшозерская зона, осадочные толщи верхнего протерозоя и палеозойские образования. К каждой витрине прилагается черно-белая схема структурного районирования с цветным изображением конкретной структуры. В разделе «Магматизм» представлены образцы, характеризующие все магматические комплексы Кольского региона и почти все массивы (Хибинский, Ловозерский, Ковдорский, Африкандский и др.). На витринах выставлены образцы пород, характеризующие петротипические разрезы массивов и связанные с ними полезные ископаемые. Раздел «Метаморфизм» носит информативный характер. В состав экспозиции вошли 33 образца, которые представляют основные виды метаморфизма: региональный, динамометаморфизм, аутометаморфизм, контактовый метаморфизм, ультраметаморфизм, а также полезные ископаемые метаморфогенных месторождений. В разделе «Полезные ископаемые» представлены практически все виды полезных ископаемых, характерные для Кольского региона – бадделейт-апатит-магнетит-кальцитовые, титаномагнетитовые, медно-никелевые, хромитовые, апатит-нефелиновые, кианитовые руды, железистые кварциты, слюды, гранаты и ставролиты Кейв, поделочные камни, облицовочные и строительные материалы и др. В витринах выставлены образцы руд и вмещающих их пород, отобранные с наиболее представительных месторождений.

Литотека состоит из 269 эталонных коллекций, в них входят около 7000 образцов пород и руд, около 6500 шлифов и аншлифов. Образцы хранятся на стеллажах в помещении площадью 77 м². Эталонные коллекции поступают в литотеку после завершения геологосъемочных и геологоразведочных работ на объектах и составления отчетов об их результатах, начиная с 1955 г. и по настоящее время. Эталонные коллекции создавались на основе используемых в партиях рабочих эталонных коллекций, составленных из пород и руд, представленных на территории геологического объекта. До 1977 г. в литотеку «музея» поступали коллекции практически со всех «отрабатываемых» геологических объектов, после отделения Центрально-Кольской экспедиции – только с объектов, работы на которых велись силами ОАО «МГРЭ». Все коллекции сопровождаются каталогами с описаниями образцов и шлифов, частично картами фактического материала, геологическими картами и др. Ценным и важным качеством этих коллекций является то, что все образцы имеют конкретную привязку, отображенную на картах фактического материала в геологических отчетах.

Территориальная эталонная коллекция (ТЭК) пород и полезных ископаемых Кольского п-ова представляет собой первичный систематизированный каменный материал всех геологических образований региона. Она создана в конце 70-х годов Л.А. Гаскельберг, ее основу составляют образцы из эталонных коллекций, собранных в 60-е, 80-е годы. Впоследствии систематизация и пополнение коллекции проводились в 1983, 1992, 1999 гг., а также с 2000 по 2005 гг. До 2000 г. ТЭК № 214 хранилась в ОАО «ЦКЭ» (г. Мончегорск), затем была передана участку систематизации с целью ее хранения, ревизии, укомплектования и систематизации. В настоящее время в коллекции есть образцы из 178 пообъектных эталонных коллекций; в ее состав входят 3550 образцов, 2281 шлиф, 19 аншлифов. Часть образцов обеспечена результатами аналитических и петрофизических исследований, в т.ч. результатами силикатных анализов – 158, спектрального полуколичественного – 1146, других анализов – 347 образцов. Эталонные образцы, сформированные в соответствии с легендой геологической документации по лито- и петротипам пород, промаркированы и хранятся на 10 стеллажах в 151 лотке. Все породы в легенде геологической документации подразделяются на стратифицированные и метаморфогенные образования, интрузивные и ультраметагенные образования, рудные образования. В состав коллекции также входят сопутствующие материалы: перфокарты с описанием эталонных образцов и шлифов, легенды геологической документации, карты фактического материала, структурно-формационная схема зон и подзон, электронная база данных. Последняя, в свою очередь, содержит: паспорт коллекции, список пообъектных эталонных коллекций, образцы из которых вошли в ТЭК, реестр размещения образцов по лоткам, легенду геологической документации, учетную базу данных образцов, геолого-информационную базу данных паспортов эталонных образцов.

Коллекция образцов пород, руд и минералов из других регионов России, стран СНГ и зарубежных стран состоит из 1288 образцов. Она включает горные породы, полезные ископаемые, минералы, поделочные камни, переданные на участок систематизации МГРЭ в период с начала 70-х до начала 90-х годов из различных геологических организаций СССР и других стран в рамках обмена каменным материалом. Уникальность этой коллекции состоит в том, что это единственная обзорная сводная коллекция, представляющая территорию России за пределами Мурманской обл., а также страны СНГ и дальнего Зарубежья. Шлифотека содержит более 270 пообъектных коллекций – около 120000 шлифов. Коллекции поступали в шлифотеку после завершения геологосъемочных и геологоразведочных работ на объектах. Все коллекции сопровождаются каталогами с описаниями шлифов или списками с их номерами. Участок систематизации не имеет официального статуса геологического музея, но, по сути, всегда выполнял задачи и исполнял функции, присущие отраслевым геологическим музеям Министерства природных ресурсов. Коллекции горных пород и руд, шлифов, аншлифов и сопутствующие им геологические материалы, хранящиеся на участке систематизации, являются составной частью банка данных геологических информационных ресурсов Кольского региона. Каменные материалы уникальны по своей значимости для геологического изучения. Они отражают результаты геологических работ на всей территории Кольского п-ова с начала 50-х годов до настоящего времени.

«Музейные» коллекции используются геологами различных производственных и научных организаций для оценки изученности и перспектив различных площадей региона, ознакомления с геологией, составом пород и руд известных месторождений и перспективных участков при проектировании и перед началом геологоразведочных работ, при уточнении локальных и составлении сводных геологических легенд, корреляции разрезов разных районов, изучения процессов формирования пород и руд и решения других задач. Геологический «музей» является не только непосредственным хранилищем коллекционных каменных материалов, но и выполняет работы по пополнению коллекционных фондов, их систематизации, созданию и ведению электронного музейного банка данных. В настоящее время на участке систематизации можно ознакомиться с коллекциями образцов и шлифов, а также с сопутствующими материалами, в электронном виде или на бумажных носителях. При работе с коллекциями есть возможность обратиться к геологическим отчетам, которые хранятся в ФГУ «ТФИ по Мурманской обл.».

О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ МУЗЕЕ ИНСТИТУТА И ЗАГАДКАХ ЕГО ЭКСПОНАТОВ

М.Г. Федотова. Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты

Музей Геологического института КНЦ РАН, по отзывам специалистов, в т.ч. академика А.В. Сидоренко, является одним из лучших региональных геологических музеев: «Высокая культура экспозиции, уникальные образцы, которых не имеют многие музеи мира, глубокая научная обработка материала – вот что делает музей уникальным!». Музей имеет несколько эталонных коллекций: систематическая коллекция минералов Кольского п-ова, новые минералы Кольского п-ова, коллекция пород Хибинского и Ловозерского массивов, полезные ископаемые, а также петрологические и литологические коллекции по многим массивам. Все коллекции взаимно дополняют друг друга и в целом дают полное представление о геологии, богатстве Кольского края и комплексной переработке полезных ископаемых. «Поэзией в камне», «каменной поэмой» называют собрания минералов музея. Друзы и щетки фиолетовых кристаллов аметиста – минерала, по народным поверьям, предохраняющего от опьянения, зеленый амазонит, красный эвдиалит – «лопарская кровь», двойники и сростки кристаллов кианита и соломенно-желтого пирита, ромбододекаэдрические кристаллы граната весом до 10 кг и большие листы прозрачного мусковита украшают витрины.

А все началось с первых экспедиций АН СССР под руководством академика А.Е. Ферсмана, а может и раньше. Вполне закономерно, что в 1930 г. наряду с библиотекой, ботаническим садом и различными лабораториями на хибинской горной станции «ТИЭТТА» был создан музей. В маленькой комнатке разместились минерально-петрографический и почвенно-ботанический отделы. Во время Великой Отечественной войны сотрудники Горной станции были эвакуированы в Сыктывкар, имущество и оборудование перевезено туда же, а в конце войны здание сгорело, все старые образцы были безвозвратно утрачены. После войны в КФ АН СССР при Геологическом институте вновь создается музей. Первая экспозиция возникла в 1952 г. В основе музея лежат материалы сотрудников института, собранные в 1950-1960 гг. С переездом КФ АН СССР с пос. 25 км в г. Апатиты в 1961 г. музей получил прекрасное светлое помещение 120 м² на верхнем этаже Геологического института (ныне Музей геологии и минералогии Геологического института КНЦ РАН под руководством В.В. Борисовой). Второе помещение (60 м²) на первом этаже соседнего дома № 16 по ул. Ферсмана музею передали в



1980 г. к 50-летию КФ АН СССР. Оно официально именовалось филиалом Геологического музея Геологического института КНЦ АН СССР. Ныне здесь расположена выставка «Рациональное использование природных ресурсов Кольского п-ова» Центра гуманитарных проблем КНЦ РАН под руководством Т.М. Писаревой. Ранее оба эти помещения составляли Геологический музей и обслуживались одним коллективом сотрудников Геологического института, но «перестройка» внесла свои коррективы.

Рис. 1. Минеральные богатства Кольского п-ова – неисчерпаемая тема геологов-лекторов, членов общества «Знание». И.В. Бельков проводит беседу в Геологическом музее, слева направо: Б.А. Юдин, И.В. Бельков, М.Г. Федотова, Ю.М. Кирнарский.

Основной задачей музея всегда была собирательская и экспозиционная работа, изучение и хранение каменных фондов, научно-исследовательская и просветительская пропаганда достижений Геологического института и всего КФ АН СССР (ныне КНЦ РАН). Первым хранителем коллекций, а потом заведующей Геологическим музеем была Т.В. Новохатская. Ею налажена учетно-хранительская работа, создан научно-справочный аппарат (описи коллекций, картотеки, паспорта минералов и т.п.). В дальнейшем картотеки явились основой оперативно-информационной справочной литературы. Наши картотеки минералов использовались для научной работы сотрудниками других музеев. Т.В. Новохатская комплектовала все коллекции музея и его филиала, заказала для него витрины, неоднократно проводила ревизию фондов. Музей был полностью готов к компьютерной обработке данных. Кроме музейной работы она же выполнила работы по теме «Геологическая изученность Кольского п-ова». Под ее непосредственным руководством и при участии сотрудников музея и института вышло 7 выпусков «Геологической изученности» (Т.1, Мурманская обл.). Это позволило изучить и отреферировать всю опубликованную геологическую, в т.ч. литературу по минералогии и полезным ископаемым Кольского края. Долгое время связана с музейной работой Т.М. Писарева. Она прошла путь от лаборанта до инженера, теперь она главный специалист Центра гуманитарных проблем Баренцрегиона КНЦ РАН, заслуженный работник культуры Российской Федерации. Благодаря заботам и вниманию председателей Президиума КФ АН СССР Е.К. Козлова и Г.И. Горбунова, директора Геологического института И.В. Белькова, участию сотрудников института, первооткрывателей новых минералов, сотрудников других научных учреждений и любителей камня Геологический музей быстро развивался, особенно в период с 1961 по 1990 гг. Создателем и постоянным руко-

водителем музея был доктор геолого-минералогических наук профессор И.В. Бельков. Он требовал, чтобы самые интересные геологические находки полевых отрядов попадали в фонды музея. Сам привозил много образцов, изучал их, описывал минералы и публиковал о них статьи, хорошо знал фонды музея. Он любил музей, любил читать в нем лекции, проводить экскурсии и беседы, принимать в нем гостей (рис. 1). Картины И.В. Белькова украшают стены музея, но кроме него, картины для музея специально писал В.В. Капитонов.

Теперь немного о себе. Писать о себе трудно, поэтому воспользуюсь газетной статьей с неоторыми изменениями и дополнениями. «Федотова Маргарита Григорьевна после окончания кафедры минералогии Геологического факультета МГУ в 1962 г. по приглашению акад. А.В. Сидоренко была направлена на работу в Геологический институт КФ АН СССР, где и проработала в нем до 1991 г. Последние 10 лет руководила музеем в должности научного сотрудника. Кандидатскую диссертацию защитила в 1973 г. под руководством И.В. Белькова. Была членом Музейного совета при Президиуме АН СССР, членом Ученого совета Мурманского краеведческого музея, членом комиссий по топоминералогии и музеям ВМО АН СССР. Ею опубликовано более 65 научных работ, в т.ч. первые описания для Кольского п-ова самородного серебра, ретгерсита, брошантита, антраксолита, «беломорских роголек», свинцово-цинковых жил Мурманского и Беломорского побережий, перечни и кадастры минералов Кольского п-ова, а также методическо-информационный материал в помощь учителям географии для школ Мурманской обл. и статьи в газетах. Она занималась вопросами краеведения». В Мурманском краеведческом музее проводила диагностику минералов, помогала комплектовать коллекции, организовывать отдел «Природы», участвовала в полевых экспедициях музея и сборе образцов, организовала экскурсию на Елокоровский наволок (Беломорское побережье), включенный и утвержденный по ее рекомендации в список памятников природы. Для музейных работников ВМО АН СССР на базе нашего музея организовала в сентябре 1989 г. совещание, делала доклады. Читала лекции на курсах повышения квалификации учителей, писала пояснительные записки в обком КПСС и даже была экспертом по уголовному делу.



Рис. 2. Слева – Музей геологии и минералогии Геологического института КНЦ РАН, справа – выставка Центра гуманитарных проблем КНЦ РАН.

Прошло четверть века со времени создания филиала музея (ул. Ферсмана, д. 16). По приказу И.В. Белькова М.Г. Федотова разработала тематико-экспозиционный план, подготовила стенды, характеризующие геологическое строение месторождений полезных ископаемых, карты, планы и разрезы, стенды, иллюстрирующие добычу и переработку сырья, сделала детальное описание экспозиции. Первоначально филиал музея был ориентирован на шефскую работу со школьниками и проведение экскурсий по полезным ископаемым. В нем представлены материалы, характеризующие комплексную переработку руд Кольского п-ова, полупродукты и конечные продукты до чистых металлов и металлоидов. В нем также представлены цветные, поделочные и декоративные камни, поделки, полированные плитки и сувениры. Принимали филиал музея члены Президиума КНЦ АН СССР во главе с Г.И. Горбуновым. Это было осенью после рабочего дня, но дату не помню. В настоящее время выставка обновлена и расширена, открыта после ремонта и пользуется популярностью (рис. 2). К сожалению, в буклете выставки написано, что она создана в 1987 г., но она в это время была передана из Геологического института в Президиум КНЦ РАН. Статус экспозиции понизился, т.к. она стала подразделением в подразделении и, хотя и постоянно действующей, но выставкой, а не музеем или филиалом музея.

Продолжает развиваться и Музей геологии и минералогии Геологического института КНЦ РАН. В нем ведется постоянная работа по улучшению экспозиций, пополнению коллекционного фонда, созданию полного перечня минералов Кольского п-ова, проводятся занятия со студентами. Зная не понаслышке все трудности и проблемы музейного дела, с которыми приходится сталкиваться музейным работникам, а вернее работникам музеев и выставок, т.к. многие музеи не имеют официального статуса, горжусь, что детище И.В. Белькова, в которое вложен и наш труд, продолжает жить и развиваться. Восхищаюсь их самоотверженным трудом и глубоко благодарна Е.М. Калининой, В.В. Борисовой и Т.М. Писаревой за то, что они продолжили наше с Т.В. Но-

вохатской дело, в чем-то превзошли и не забывают нас. Сведения о научно-исследовательской работе в Геологическом музее неоднократно публиковались нами в научных изданиях и справочниках (Музеи АН СССР и АН Союзных Республик, 1989; Тр. Минерал. Музея, 1989), а материалы, связанные с вопросами краеведения, истории развития горного дела, не нашли своего отражения в солидных изданиях и могут быть забыты, в связи с чем далее сообщаются интересные сведения о минералах и рудах, загадках и «тайнах» экспонатов Музея.

Первые достоверные сведения об использовании природных богатств Кольского п-ова относятся к XIII в. – в летописях упоминается о соляных варницах. Как отмечал мурманский историк А.А. Киселев, в середине XIII в., кроме того, существовали слюдяной и рудный промыслы. Издревле на побережье Белого и Баренцева морей жили охотники. Чтобы хранить дичь и рыбу, им нужна была соль. Соленые до горечи волны год за годом рядом катило море. И солеварение стало первым «промышленным» производством на Кольском п-ове. Слово «промышленный» взято в кавычки не случайно. Производственный процесс был крайне примитивен. Соль варили в салгах (чанах) и цренах (сковородах), изготовленных из болотной «лопской» железной руды Карелии. Так что попутно развивалась горнодобывающая, обогатительная и металлургическая «промышленность». Технология производства была несложной и с тех пор как им занялись монастыри, конечного продукта выпускалось столько, что хватало для внутренних целей, да и для торговли оставалось. В XVI в. Соловецкому монастырю принадлежало 98 варниц, в иные годы он получал до 400 тыс. пудов соли. Двадцать крупных монастырских соляных варниц располагалось у Порьей губы, восемь – у Умбы, пять – у Кандалакши. Кольский монастырь тоже имел свои солеварницы. В 20-30 гг. XVII в. Печенгский монастырь произвел 40, Кандалакшский – 10 тыс. пудов соли. Широкое развитие соляного промысла создавало при монастырях специалистов этого дела. Прежде чем открыть где-либо варницу («поставить црен») монастырь посылал старца-дозорщика, который выяснял крепость рассола и количество дров в окрестностях. Для испытания крепости рассола существовал даже примитивный «лабораторный» метод. Старец-дозорщик в небольшой сковороде производил опытное выпаривание. Если процент полученной соли был близок к норме, то работы начинались. Так, одна из варниц Порьегубского усолья на испытании дала гривенку без четверти соли на 26 гривенок рассола. Такой выход соли считался нормальным. Солеварный промысел на Кольском п-ове заглох во второй половине XVII в. – соль подешевела и производство ее для поморов стало невыгодным.

Почти одновременно с солеварением на побережье Белого моря возник и стал развиваться другой промысел – добыча прозрачной слюды – мусковита. В 1584-1635 гг. Соловецкий монастырь пользовался монопольным правом, полученным от царского двора, искать и добывать слюду. Десятую долю добычи отчисляли на «великого государя», четверть шла для монастыря, остальная доля делилась между участниками артели. Добыча слюды в некоторые годы достигала 1000 пудов, а в 1705 г. даже 1280 пудов. Слюдяные пластинки в то время широко использовались в оконницах. Известно, что такие «стекла» были в Кемском соборе. Слюда вставлялась и в оконницы дорожных возков. Ценилась она очень высоко и в большом количестве вывозилась из Московского государства в Западную Европу, где получила свое название «московское стекло» или «мусковит». Это название произошло от старинного итальянского названия города Москвы – Муска. В районе п. Ена до сих пор сохранились остатки древних горных выработок по добыче слюды – «стариковые» или «волчьи» ямы. С начала XVIII в. слюдяной промысел пришел в упадок – распространилось более дешевое настоящее стекло. Интерес к слюде начал проявляться вновь только с конца XIX – начала XX в. с возникновением электропромышленности и авиационного моторостроения.

Наши предки любили и высоко ценили драгоценные и цветные камни. В глубине веков теряются истоки промыслов по их добыче. До нас дошли сведения об использовании для украшений беломорских аметистов. Ими украшали иконы и царские палаты. Этот промысел, наряду с промыслом семги и жемчуга, относился к самым основным. Местный жемчуг и перламутр с древних времен применяли саами и русское население края для отделки праздничной одежды и головных уборов и изготовления мелких украшений. Жемчуг Кольского п-ова отличался очень высоким качеством, его отдельные экземпляры достигали величины горошины. Наиболее ценным считался нежно-розовый и темно-серый жемчуг. Указания на способ добычи жемчуга в Кольском уезде мы находим в трактате М.В. Ломоносова, написанном «не ранее 23 октября 1743 г.»: «Недалече от Кольского острога ловят жемчужные раковины, которых с берегу достать нельзя, следующим образом: на маленьких плотах опускаются вниз по речке, в которой вода очень светла и дно почти везде видно; и где жемчужную раковину увидят, тут вынимают долгим шестиком, на конце расщепленным, увязивши раковину острым краем в помянутый расщеп, который на шестике сделан».

Жемчужный промысел был сосредоточен по рекам Варзуге, Колвице, Канде и Умбе. Самой богатой рекой, дававшей жемчуг высокого качества, считалась Муна, впадающая в Канозеро. Имеются указания на лов жемчуга по р. Тулома и в реках бассейна оз. Имандра, находки раковин жемчужниц отмечаются в реках Поной и Иоканьга. В сводке Г.Ю. Верещагина приводится полный список рек, в которых добывали или находили жемчуг. Как отмечал А.Е. Ферсман, наиболее ценный жемчуг встречался в тех раковинах, которые приурочены к рекам порожистым, с очень чистой водой, не загрязненной илстыми или известковыми осадками. В этих условиях рост жемчуга происходит медленно, и качество его оказывается очень высоким. М.М. Пришвин в начале XX в. путешествовал на севере, «в краю непуганых птиц». В своем очерке «За волшебным колобком» он описывает лапландский «шамшир» - красный головной убор девушки-лопарки, похожий на шлем Афины-Паллады. «Я замечаю на уборе девушки несколько жемчужин. Откуда они здесь? Приглядываюсь, трогаю пальцем.

- Жемчуг! Откуда у вас жемчуг?

- Набрала в ручье, - отвечает за нее отец.
- У нас есть жемчужины по 100 рублей штука.
- И платят?
- Нет, не платят, а только так говорят.
- Какой прекрасный жемчуг, - говорю я дочери Пахиолы, - а как вы его достаете?

Вместо ответа она достает из кармана грязную бумажку и подает. Развертываю: несколько крупных жемчужин. Я их беру на ладонь, купаю в Имандре, завертываю в чистый листок из записной книжки и подаю обратно.

- Благодарю. Хороший жемчуг».

Жемчуг в реках Кольского п-ова уже давно не добывается, но находки его случаются и по сей день. Несколько жемчужин хранятся в коллекции музея.

Толчком к более серьезному изучению природных богатств полуострова явилось открытие самородного серебра на о-ве Медвежьем в Белом море. Одновременно были открыты рудопроявления меди у с. Поной и самородного золота «в пяти горах на правой стороне Верхнего Поноя». Некоторое время действовали «Лапландские заводы близ устья р. Поноя». Но медные руды оказались бедными, и в 1745 г. предприятия были закрыты. Основываясь на архивных материалах, М.М. Максимов установил, что еще в 1669 г. добытое крестьянами-поморами серебро Медвежьего о-ва служило серебряникам Кирилло-Белозерского монастыря сырьем для изготовления крестов, чаш, подсвечников, голубей и другой утвари церковного культа. По-видимому, кустарная добыча и использование серебра в этом районе началось очень давно, а уже в 1671, 1673, 1676, 1680 гг. в район Белого моря из Москвы были направлены государственные экспедиции. Имеются сведения, что экспедиции «находили на Медвежьем о-ве в ямках на берегу моря небольшие крицы самородного серебра, возможно, специально подобранные, так как русские люди-крестьяне не выдавали точного места его добычи».

Далее, как пишет И.Ф. Ушаков, события развивались следующим образом: «10 декабря 1731 г. «купецкие люди» из Архангельска Федор Яковлевич Чирцов, Федор Савельевич Прядунов и Егор Матвеевич Собинский объявили в губернской канцелярии о том, что они обнаружили на о-ве Медвежьем свинцовую руду. 24 января 1732 г. им выдали указ, разрешивший ее добычу. Летом компанейцы донесли канцелярии, что во время работ на о-ве Медвежьем вместе со свинцовой рудой они «обрели... и некоторую часть серебряной руды; того ради... послали... в Санкт-Петербург бурх в осударственную комерц-коллегию для опробицы товарища Егора Собинского». Д. Белянкин и Б. Куплетский указывали, что к 1 января 1736 г. было добыто «натурального самородного серебра – 30 пудов 32 фунта, особливо с камнем не отобранного – 1 пуд 1.5 фунта, серебряной руды и отсеянной – 2 пуда, серебряной мелко разбитой с камнем – 163 пуда 20 фунтов. По пробе гитенмейстера Улиха в 163 пудах руды оказалось чистого серебра 5 пудов». Добыча самородного серебра все время падала, и соответственно увеличивалась добыча руды, в феврале 1742 г. было объявлено, что месторождение на Медвежьем острове отработано. В дальнейшем на руднике работы возобновились в 1746, 1875, 1897, 1868, 1880-1883 гг. и в советское время, но далее самородное серебро было обнаружено только в мельчайших количествах.



Самородное серебро о-ва Медвежьего, найденное в 1732 г., описано в «Каталоге камней и окаменелостей Минерального кабинета кунсткамеры» М.В. Ломоносовым в 1745 г. В 1747 г. при пожаре кунсткамеры в Петербурге погибла коллекция образцов руд и самородного серебра, присланных из Кольского уезда. Несколько старых образцов самородного серебра с о-ва Медвежьего сохранились до наших дней в коллекции Минералогического музея АН СССР им. А.Е. Ферсмана в Москве. В нашем музее имеется несколько крупинок самородного серебра. Рубль Анны Иоанновны чеканки 1736 г. является первым опознанным изделием из медвежьеостровского серебра. Другим изделием, на которое шло серебро, был пладеменаж из состава «Первого Нового сервиза». Этот «поддон с укрепленными на нем подсвечниками, вазу-чашу, судки для специй и ароматницы или сахарницы для сахарной пудры» начал изготавливать по заказу Анны Иоанновны петербургский серебряных дел мастер И. Либман. Закончен сервиз был позднее, так как на нем выгравированы вензеля императрицы Елизаветы Петровны. С самим пладеменажем можно познакомиться в Государственном Эрмитаже.

Рис. 3. Заявочный столб 1913 г. на руднике Самуил (Мурманское побережье). Такие столбы были на каждом руднике (Виктория, Самуил), они ограничивали горные отводы предпринимателей. Фото М.Г. Федотовой.

Еще один след давних промыслов сохранился на Мурманском побережье западнее Печенгской губы. Это свинцово-цинковые жилы под названием «Анна», «Раиса», «Виктория», «Эдвард» (Эдуард), «Самуил», «Софья» и др. Кем и когда были обнаружены эти жилы, установить не удалось, но в старинной книге Иоанна Шеффера «Лапландия» (Yoannis Schefferi «Lapponia» Francofurti), опубликованной во Франкфурте в 1674 г., описываются залежи серебряной, свинцовой, медной и железной руд. Причем свинцовая руда обнаружена в тех же копиях, что и серебряная. «Разработка руды была легкой при помощи бурения горной породы с последующим дроблением ее порошком. Серебряная жила богата и дает много разветвлений. Она включена в очень твер-

дую породу, состоящую из светлого гранита. Неудобство этих копей заключается в том, что в окрестностях нет леса». Распространено ошибочное мнение о том, что жилы свинцово-цинковых руд открыл в 1872 г. Д. Киль, когда совершал трехмесячное путешествие вдоль Мурманского берега. Опровержение содержится, прежде всего, в информации самого ученого о неудавшихся исследованиях главных рудных жил вследствие того, что «эти месторождения уже взяты в собственность другими».

В 1905 г. заявки на печенгские жилы приобрели гвардии поручик Самуил Стефанович и финский купец Эдуард Острем, организовавшие «товарищество Горных Предпринимателей Стефанович и Острем», которое производило разведочные работы. В 1909 г. образовалось «Русско-немецкое горнопромышленное общество». На самых крупных жилах были пройдены штольни и шахты глубиной до 40 м. Сохранились подъемные механизмы и некоторые детали паровых машин. Добытая руда перевозилась в Архангельск. Однако акционерные общества быстро разорились. На некоторых жилах по сей день сохранились заявочные столбы – свидетельства горнорудной промышленности. О наличии такого столба на руднике «Самуил» нам было известно с 1964 г. (рис. 3), но в последние годы нижняя часть столба сгнила, выжженные буквы стали плохо видны и чтобы спасти его от полного уничтожения, мы перевезли его в музей (теперь он находится в помещении ул. Ферсмана, 16). На столбе выжжено:

ОСРС
ТГПС и О
июля
1913 г.

Вторую строчку аббревиатуры можно расшифровать как «Товарищество Горных Предпринимателей Стефанович и Острем». Верхняя строчка, вероятно, содержит (РС – рудник «Самуил») название рудника. Мощные жилы были названы именами хозяев-предпринимателей – «Самуил» и «Эдуард». Жила «Виктория» получила название, по-видимому, в честь посещения 2 июля 1887 г. района развития Печенгских жил наследником шведско-норвежской короны Густавом-Адольфом с супругой Викторией.

Во время Великой Отечественной войны Печенгский район (Петсамо) принадлежал Финляндии и был оккупирован фашистами. С этого времени началась героическая история Печенгской земли, воспетая в стихах, песнях и прозе. Позднее сотрудник Геологического института КФ АН И.В. Давиденко напишет стихотворение «Концлагерь в долине София-ярви»:

Мертвые славы не имут. // Им ничего не надо,
Ни городов их имени, // Ни посмертной награды.
И все-таки видится // В дальней яви:
На вершине скалистой горы // Памятник узникам София-ярви
Из вынутой ими при жизни руды.

...Но это потом. А во время войны, как нами установлено, на этой оккупированной территории находились три концентрационных лагеря, где работали наши военнопленные: в районе п. Никель и п. Луостари, один из них – лагерь «София-ярви» на жиле София, в узком ущелье среди голых скал на высоте 400 м над уровнем моря, «где ни травинки, ни кустика». Здесь же вырабатывали свинцовый концентрат и транспортом через порт Лиинахамари увозили в Германию для того, чтобы лить «сердечники пуль». До сих пор на жиле София сохранились следы этих работ. При отступлении фашисты рудник заминировали, а строения сожгли. Лагерь можно было представить себе по каменным руинам, фундаментам сгоревших барачных строений, стволам заброшенных шахт и траншей, рядом колючей проволоки. Что стало с нашими военнопленными, работавшими на руднике, не известно. Эта страничка истории Печенгского района еще ждет своих следопытов.

В качестве заключения хочется обратить внимание на следующее обстоятельство. Геологический музей института теперь называется Музеем геологии и минералогии. Это неправильно, т.к. Геологическим он назывался со времен А.Е. Ферсмана, под тем же названием вошел в список музеев АН СССР. Новое название запутывает посетителей, а слово «геологический» подразумевало минералогию, петрографию, полезные ископаемые ... – все аспекты геологии. Следовало бы вернуть музею старое название до создания нового справочника по музеям РАН. Для него наступили тяжелые времена, но экспозиции не утрачены и даже пополняются. К сожалению, в музеях, в которых работает лишь один сотрудник, по сути хранитель, некому передавать традиции.

ФАМИЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЫ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА И РОЛЬ ПЕРСОНАЛЬНЫХ НАЗВАНИЙ В СОВРЕМЕННОЙ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ НОМЕНКЛАТУРЕ

А.П. Хомяков. Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, г. Москва

Что такое бельковит, буссенит, вильгельмрамзаит? Еще недавно этих слов не было ни в одном из существующих справочных изданий. Они появились после того, как исследователи, изучающие месторождения Кольского региона, открыли в них за последний 15-летний период свыше 100 ранее неизвестных минералов и дали им свои названия. Всего же на территории данного региона к настоящему времени описано 240 новых минералов – значительно больше, чем в любой другой минералогической провинции мира. Новые минеральные виды названы именами ученых (сидоренкит, шафрановскит) и мореплавателей (баренцит), по главным компонентам химической формулы (настрофит, линтисит), району находки (арктит, лапландит), в честь Московских олимпийских игр (олимпит) и т.п.

Какова же доля названий новых минералов Кольского региона, образованных по различным принципам? В выполненных нами подсчетах учтены 236 из 240 минералов, в том числе практически все утвержденные КНМНМ ММА в 2004–2005 гг. Данные о части недавно открытых минералов с еще неопубликованными названиями приведены в настоящей работе с согласия авторов открытий. При разбраковке минералов со сложными названиями за основу принималась корневая часть названия. Например, практически тождественные по структуре и формуле беловит-(Ce) и беловит-(La), выделенные по особенностям состава РЗЭ в одной из кристаллохимических позиций, учитывались как названные по персональному принципу, а выделенные по тем же особенностям кейвиит-(Y) и кейвиит-(Yb) учитывались как названные по географическому принципу.

В результате подсчетов получено следующее распределение минералов названных по разным принципам: по персональному 105 видов (44.5 %), по географическому 54 вида (22.9 %), по особенностям химического состава 42 вида (17.8 %), по морфологии и физическим свойствам 12 видов (5.1 %), по особенностям кристаллической структуры 4 вида (1.7 %). Оставшуюся часть (19 видов – 8.0 %) составили минералы с “нестандартными” названиями, образованными по названиям учреждений (икранит, имгрэит, колфанит), народностей (лопарит-(Ce)), ландшафтно-климатических зон (гундрит-(Ce)), памятным событиям в истории науки и культуры (раит, олимпит) и т.п. Персональные названия, алфавитный список которых дан в приложении, были присвоены, таким образом, почти половине всех открытых в регионе минералов, что примерно соответствует их доле в общемировом кадастре минеральных видов. Основой этих названий явились имена самых разных лиц – от выдающихся и весьма известных ученых до искусных профессионалов и минералогов-любителей, вклад которых в минералогию и другие науки не мог быть даже вкратце раскрыт здесь из-за ограниченного объема статьи.

Следует обратить внимание на то, что для образования 105 персональных названий использованы имена только 86 лиц. Разница объясняется тем, что в корневой части остальных 19 названий, являющихся производными от названий других родственных видов, повторяются имена Н.В. Белова (№№ 5 и 6), Д.С. Белянкина (8 и 60), А.П. Виноградова (14 и 71), О.А. Воробьевой (3 и 68), Е.Ф. Канкрина (20 и 32), М.В. Келдыша (36 и 72), М.В. Кузьменко (45, 46 и 73), А.А. Кухаренко (48 и 49), А.Н. Лабунцова (50–52), Г.Г. Леммлейна (53 и 54), М.В. Ломоносова (57 и 58), Н.И. Органовой (69 и 70), А.И. Цепина (74, 75, 97–100).

Отметим также, что в названиях 18 минералов использованы имена представителей других стран, причем только 7 из них (баренцит, вильгельмрамзаит, витусит-(Ce), каттиит, кроффордит, хенримейерит и эдгарит) названы по предложению исследователей Кольского региона, тогда как имена-родоначальники названий остальных 11 минералов (№№ 19, 22, 31, 61, 65, 80, 87, 88, 90, 94 и 96) достались нам “по наследству” от минералов, открытых за пределами данного региона.

Еще одной примечательной особенностью приводимого списка является то, что 19 его минеральных видов относятся к одной кристаллохимической группе лабунцовита. Это минералы, названные в честь А.С. Сахарова (алсахаровит-Zn), М.Ф. Коробицына (коробицынит), М.В. Кузьменко (кузьменкоит-Mn, кузьменкоит-Zn, паракузьменкоит-Fe), А.Н. Лабунцова (лабунцовит-Mn, лабунцовит-Fe, лабунцовит-Mg), Г.Г. Леммлейна (леммлейнит-K, леммлейнит-Ba), К.А. Ненадкевича (ненадкевичит), Н.И. Органовой (органоваит-Mn, органоваит-Zn) и А.И. Цепина (цепинит-Na, цепинит-K, цепинит-Ca, цепинит-Sr, парацепинит-Ba, парацепинит-Na). К этой же группе относятся еще 3 минерала Кольского региона, имеющих географические названия: вуориярвит-K, гьердингенит-Sa и нескевараит-Fe. Всем перечисленным выше минералам группы лабунцовита присвоены названия, соответствующие номенклатуре этой группы, утвержденной КНМНМ ММА [7].

Более полное раскрытие смысла названий минералов прилагаемого списка автор предполагает сделать в отдельном сообщении. Отметим здесь только, что многие страницы, связанные с открытием и наименованием этих минералов, полны драматизма. Чего стоит только история открытия минерала № 17. Известный российский минералог, педагог и историк науки Георгий Павлович Барсанов (1907–1991), испытавший при своей жизни горечь дискредитации названного его именем хибинского минерала барсановита, вряд ли мог предположить, что когда-нибудь в будущем этот минерал получит второе рождение. Но, как показало выполненное нами исследование [4, 5], это оказалось возможным.

Названный барсановитом цирконосиликат был описан как моноклинный диморф тригонального эвдиалита [1], но уже через несколько лет после открытия был дискредитирован, поскольку выяснилось, что он, как и эвдиалит, обладает тригональной сингонией, т.е. его отнесение к моноклинной системе было ошибочным. Выполненный позднее Р.К. Расцветаевой с соавторами рентгеноструктурный анализ подтвердил принадлежность

барсановита к тригональной сингонии, но одновременно установил, что ниобий, содержащийся в барсановите в существенно повышенном количестве, целиком сосредоточен в одной из ключевых позиций структуры и доминирует в ней над другими катионами, тогда как та же позиция в структуре эвдиалита в основном заселена атомами кремния. К сожалению, это принципиальное для индивидуализации минерального вида отличие барсановита от типичного эвдиалита оказалось недооцененным авторами структурной работы и не было использовано ими для реабилитации минерала. Это побудило нас провести дополнительное исследование барсановита и предпринять усилия по восстановлению его статуса как самостоятельного минерального вида. И хотя рассмотрение наших предложений затянулось на годы, в итоге КНМНМ ММА приняла решение о реабилитации дискредитированного минерала с закреплением за ним нового названия “георгбарсановит”, данного, как и прежнее название, в честь Г.П. Барсанова. Тем самым международное сообщество минералогов выразило признание заслугам российского ученого перед отечественной и мировой минералогией.

Рассмотренный случай относится к разряду счастливых исключений. История минералогии изобилует другими примерами, когда минералы, получившие персональные названия, по разным причинам подвергались дискредитации и исключению из минералогического кадастра без права повторного использования вышедших из употребления названий для наименования других минералов. Такая участь выпала, в частности, на долю минералов, названных именами Ф. Бекке, А.Г. Вернера, В.М. Гольдшмидта, Ф. Мооса, В.И. Вернадского, Д.И. Менделеева, В.А. Обручева и многих других известных ученых. Дискредитированы были и некоторые кольские минералы, в частности, ошибочно отнесенный к новым минералам кольскит, оказавшийся смесью лизардита и сепиолита. Несмотря на подобные досадные моменты традиция присвоения новым минералам персональных названий, уходящая своими корнями в далекое прошлое, с годами усиливается. Одним из свидетельств этого может служить недавнее присвоение хибинскому минералу № 13 названия вильгельмрамзаит [2] – в честь одного из пионеров изучения Кольского региона, финского геолога Вильгельма Рамзая (1865-1928). Тем самым одновременно было скомпенсировано удаление из кадастра минеральных видов термина “рамзаит”, перешедшего в разряд синонимов лоренценита, за которым признан хронологический приоритет.

Конец XX и начало XXI вв. ознаменовались в минералогии поражающим воображение ростом темпов открытий изучаемых ею объектов и, как следствие, кардинальным пересмотром сложившихся представлений о разнообразии минерального мира [3]. Ожидается, что к середине наступившего века общее число выявленных в природе минералов возрастет от современных ~4000 до ~10000 видов. Переход системы минеральных видов из категории малых множеств в категорию больших множеств с неизбежностью приведет к переходу от господствующей в настоящее время малоупорядоченной и во многом произвольной номенклатуры минералов к более упорядоченным номенклатурным системам, подобным системам, разработанным для группы лабунцовита [7] и аналогичным системам с многочисленными суффиксами [4]. Рассматривая современную структуру названий минералов Кольского региона как модель для минерального мира в целом и прослеживая общие тенденции в эволюции подходов к номенклатуре минералов, мы имеем все основания полагать, что ведущая роль при наименовании новых минералов в наступившем столетии будет, как и прежде, принадлежать персональным названиям.

Список персональных названий минералов, открытых в месторождениях Кольского региона, и лиц, в честь которых были названы минералы

1. *Алсахровит-Zn* $\text{NaSrKZn}(\text{Ti,Nb})_4(\text{Si}_4\text{O}_{12})_2(\text{O,OH})_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ – в честь геолога Алексея Сергеевича Сахарова (1910-1996).
2. *Баренцит* $\text{Na}_7\text{AlH}_2(\text{CO}_3)_4\text{F}_4$ – в честь голландского мореплавателя Виллема Баренца (1550-1597).
3. *Баривоользит* $\text{Ba}(\text{Na,Sr,REE})_2\text{Na}(\text{PO}_4)_2$ – по сходству с ольгитом (см. ниже).
4. *Бахчисарайцевит* $\text{Na}_2\text{Mg}_5(\text{PO}_4)_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ – в честь кристаллографа Алесандра Юрьевича Бахчисарайцева (1947-1998).
5. *Беловит-(Ce)* $\text{NaSr}_3\text{Ce}(\text{PO}_4)_3(\text{F,OH})$ – в честь кристаллохимика Николая Васильевича Белова (1891-1992).
6. *Беловит-(La)* $\text{NaSr}_3(\text{La,Ce})(\text{PO}_4)_3(\text{F,OH})$ – по сходству с беловитом-(Ce).
7. *Бельковит* $\text{Ba}_3(\text{Nb,Ti})_6(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{O}_{12}$ – в честь минералога Игоря Владимировича Белькова (1917-1989).
8. *Белянкинит* $\text{CaTi}_6\text{O}_{13} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ – в честь минералога и петрографа Дмитрия Степановича Белянкина (1876-1953).
9. *Бонштедтит* $\text{Na}_3\text{Fe}(\text{PO}_4)(\text{CO}_3)$ – в честь минералога Эльзы Максимилиановны Бонштедт-Куплетской (1897-1974).
10. *Борнеманит* $\text{Na}_7\text{BaTi}_2\text{NbPSi}_4\text{O}_{21}\text{F}$ – в честь минералога и химика-аналитика минералов Ирины Дмитриевны Борнеман-Старынкевич (1891-1988).
11. *Буссенит* $\text{Na}_2\text{Ba}_2\text{FeTiSi}_2\text{O}_7(\text{CO}_3)(\text{OH})_3\text{F}$ – в честь геолога и минералога Ирины Вячеславовны Буссен (р. 1915).
12. *Быковойит* $\text{BaNa}(\text{Na,Ti})_4[(\text{Ti,Nb})_2(\text{OH,O})_3\text{Si}_4\text{O}_{14}](\text{OH,F})_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ – в честь химика-аналитика А.В. Быковой (1917-2001).
13. *Вильгельмрамзаит* $\text{Cu}_3\text{FeS} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ – в честь финского геолога Вильгельма Рамзая (1865-1928).
14. *Виноградовит* $\text{Na}_2\text{Ti}_2\text{Si}_4\text{O}_{13} \cdot \text{H}_2\text{O}$ – в честь геохимика Александра Павловича Виноградова (1895-1975).
15. *Витусит-(Ce)* $\text{Na}_3\text{Ce}(\text{PO}_4)_2$ – в честь датско-русского мореплавателя Витуса Беринга (1681-1741).
16. *Власовит* $\text{Na}_2\text{ZrSi}_4\text{O}_{11}$ – в честь минералога и геохимика Кузьмы Алексеевича Власова (1905-1964).
17. *Георгбарсановит* $\text{Na}_{12}(\text{Mn,REE})_3\text{Ca}_6\text{Fe}_3\text{Zr}_3\text{NbSi}_{25}\text{O}_{76}\text{Cl}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ – в честь минералога и историка науки Георгия Павловича Барсанова (1907-1991).
18. *Герасимовскит* $\text{NbTi}(\text{OH})_9$ – в честь минералога и геохимика Василия Ивановича Герасимовского (1911-1979).
19. *Гидродельхайелит* $\text{KCa}_2\text{Si}_7\text{AlO}_{17}(\text{OH})_{26} \cdot \text{H}_2\text{O}$ – по сходству с дельхайелитом, названным в честь бельгийского геолога Ф. Дельхайе (1880-1946 (?)).
20. *Гидроксиканкринит* $\text{Na}_8(\text{AlSiO}_4)_6(\text{OH})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ – по сходству с канкринитом, названным в честь мецената минералогии графа Е.Ф. Канкрин (1774-1845).
21. *Глаголевит* $\text{NaMg}_6[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH,O})_8 \cdot \text{H}_2\text{O}$ – в честь геолога Александра Андреевича Глаголева (1927-1993).

22. **Гмелинит-К** $(K, Na, Ca)_6[Al_7Si_{17}O_{48}] \cdot 22H_2O$ – по сходству с Na, Ca-гмелинитом, названным в честь немецкого минералога и химика Х.Г. Гмелина (1792-1860).
23. **Гольшевит** $(Na, Ca)_{10}Ca_9(Fe^{3+}, Fe^{2+})_2Zr_3NbSi_{25}O_{72}(CO_3)(OH)_3 \cdot H_2O$ – в честь кристаллографа В.М. Гольшева (1943-2000).
24. **Гутковаит-Мн** $CaK_2Mn(Ti, Nb)_4(Si_4O_{12})_2(O, OH)_4 \cdot 5H_2O$ – в честь минералога Н.Н. Гутковой (1896-1960 (?)).
25. **Делонейт-(Ce)** $NaCa_2SrCe(PO_4)_3F$ – в честь математика-кристаллографа Бориса Николаевича Делоне (1890-1980).
26. **Денисовит** $(K, Na)Ca_2Si_3O_8(F, OH)$ – в честь рентгенографа минералов Александра Петровича Денисова (1918-1972).
27. **Дорфманит** $Na_2HPO_4 \cdot 2H_2O$ – в честь минералога Моисея Давыдовича Дорфмана (р. 1908).
28. **Ершовит** $Na_4K_3(Fe, Mn, Ti)_2Si_8O_{20}(OH)_4 \cdot 4H_2O$ – в честь геолога Владимира Викторовича Ершова (1939-1989).
29. **Захаровит** $Na_4Mn_5Si_{10}O_{24}(OH)_6 \cdot 6H_2O$ – в честь геолога Евгения Евгеньевича Захарова (1902-1980).
30. **Казаковит** $Na_6MnTiSi_6O_{18}$ – в честь химика-аналитика Марии Ефимовны Казаковой (1913-1982).
31. **Калиевый арфведсонит** $KNa_2Fe^{2+}Fe^{3+}Si_8O_{22}(OH)_2$ – по сходству с арфведсонитом, названным в честь шведского химика Й.А. Арфведсона (1792-1841).
32. **Канкрисилит** $Na_7Al_5Si_7O_{24}(CO_3) \cdot 3H_2O$ – по аналогии с гидроксиканкринитом.
33. **Капустинит** $Na_{5.5}Mn_{0.25}ZrSi_6O_{16}(OH)_2$ – в честь минералога Юрия Леонидовича Капустина (1933-2002).
34. **Кассит** $CaTi_2O_4(OH)_2$ – в честь геолога Николая Григорьевича Кассина (1885-1949).
35. **Каттиит** $Mg_3(PO_4)_2 \cdot 22H_2O$ – в честь итальянского физико-химика М. Катти.
36. **Келдышит** $Na_3HZr_2(Si_2O_7)_2$ – в честь математика Мстислава Всеволодовича Келдыша (1911-1978).
37. **Комаровит** $(H, Na, Ca)_2(Nb, Ti)_2Si_2O_{10}(OH, F)_2$ – в честь летчика-космонавта В.М. Комарова (1927-1967).
38. **Комковит** $BaZrSi_3O_9 \cdot 3H_2O$ – в честь минералога и кристаллографа Александра Ивановича Комкова (1926-1987).
39. **Коробицынит** $Na_{4-x}(Ti, Nb)_2(Si_4O_{12})(O, OH)_2 \cdot 4H_2O$ – в честь минералога-любителя М.Ф. Коробицына (1928-1996).
40. **Костылевит** $K_2ZrSi_3O_9 \cdot H_2O$ – в честь минералога Е.Е. Костылевой-Лабунцовой (1894-1974).
41. **Котульскийит** $Pd(Te, Bi)$ – в честь геолога Владимира Клементьевича Котульского (1879-1949).
42. **Красовит** $Ba(Al, Mg)(PO_4, CO_3)(OH)_2 \cdot H_2O$ – в честь минералога Натальи Ивановны Касовой (р. 1941).
43. **Кривовичевит** $Pb_3[Al(OH)_6](SO_4)(OH)$ – в честь кристаллографа Сергея Владимировича Кривовичева (р. 1972).
44. **Кроффордит** $Na_3Sr(CO_3)(PO_4)$ – в честь шотландского химика Адаира Кроффорда (1748-1795).
45. **Кузьменкоит-Мн** $K_2Mn(Ti, Nb)_4(Si_4O_{12})_2(OH, O)_4 \cdot 5H_2O$ – в честь минералога Марии Васильевны Кузьменко (1918-1995).
46. **Кузьменкоит-Zn** $K_2Zn(Ti, Nb)_4(Si_4O_{12})_2(OH, O)_4 \cdot 6-8H_2O$ – по сходству с кузьменкоитом-Мн.
47. **Куплетскийит** $NaK_2Mn_7Ti_2Si_8O_{27}(OH)_2F$ – в честь геолога Бориса Михайловича Куплетского (1894-1965) и минералога Эльзы Максимилиановны Бонштедт-Куплетской (1898-1974).
48. **Кухаренкоит-(Ce)** $Ba_2Ce(CO_3)_3F$ – в честь геолога и минералога Александра Александровича Кухаренко (1914-1993).
49. **Кухаренкоит-(La)** $Ba_2(La, Ce)(CO_3)_3F$ – по сходству с кухаренкоитом-(Ce).
50. **Лабунцовит-Мн** $Na_4K_4(\square, Ba, K)_4(Mn, Fe, \square)_2Ti_8(Si_4O_{12})_4(O, OH)_8 \cdot 8-12H_2O$ – в честь минералогов Александра Николаевича Лабунцова (1884-1963) и Екатерины Евтихийевны Костылевой-Лабунцовой (1894-1974).
51. **Лабунцовит-Fe** $Na_4K_4(Ba, K)_2(Fe, Mg, Mn, \square)_2Ti_8(Si_4O_{12})_4(O, OH)_8 \cdot 10H_2O$ – по сходству с лабунцовитом-Мн.
52. **Лабунцовит-Mg** $Na_4K_4(Ba, K)(Mg, Fe, \square)_2Ti_8(Si_4O_{12})_4(O, OH)_8 \cdot 10H_2O$ – по сходству с лабунцовитом-Мн.
53. **Леммлейнит-К** $NaK_2(Ti, Nb)_2(Si_4O_{12})(O, OH)_2 \cdot 2H_2O$ – в честь минералога и кристаллографа Георгия Глебовича Леммлейна (1901-1962).
54. **Леммлейнит-Ва** $Na_2K_2Ba_{1+x}(Ti, Nb)_4(Si_4O_{12})_2(O, OH)_4 \cdot 5H_2O$ – по сходству с леммлейнитом-К.
55. **Лисицынит** $KBSi_2O_6$ – в честь геолога и минералога Аполлона Ефимовича Лисицына (1928-1999).
56. **Литвинскийит** $Na_2(Na, Mn)ZrSi_6O_{12}(OH, O)_6$ – в честь кристаллографа Галины Петровны Литвинской (1920-1994).
57. **Ломоносовит** $Na_2Ti_2Si_2O_9 \cdot Na_3PO_4$ – в честь ученого-энциклопедиста Михаила Васильевича Ломоносова (1711-1765).
58. **Ломоносовит-бета** $Na_6H_4Ti_4Si_4P_2O_{26}$ – по сходству с ломоносовитом.
59. **Малинкоит** $NaBSiO_4$ – в честь минералога Светланы Вячеславовны Малинко (1927-2002).
60. **Манганобелянкинит** $(Mn, Ca)(Ti, Nb)_5O_{12} \cdot nH_2O$ – по сходству с белянкинитом.
61. **Манганосегелерит** $(Mn, Ca)(Mn, Fe, Mg)Fe^{3+}(PO_4)_2(OH) \cdot 4H_2O$ – по сходству с сегелеритом, названным в честь американского минералога К.Дж. Сегелера.
62. **Меньшиковит** $Pd_3Ni_2As_3$ – в честь минералога и рентгенографа Юрия Павловича Меньшикова (р. 1934).
63. **Минеевит-(Y)** $Na_{25}BaY_2(CO_3)_{11}(HCO_3)_4(SO_4)_2F_2Cl$ – в честь минералога и геохимика Д.А. Минеева (1935-1992).
64. **Миддендорфит** $K_3Na_2Mn_5Si_{12}(O, OH)_{36} \cdot 2H_2O$ – в честь ученого-натуралиста А.Ф. Миддендорфа (1815-1894).
65. **Натрофайрчилдит** $Na_2Ca(CO_3)_2$ – по сходству с фэйрчилдитом, названным в честь американского геохимика Дж.Г. Фэйрчилда (1882-1965).
66. **Ненадкевичит** $Na_{8-x}Nb_4(Si_4O_{12})_2(O, OH)_4 \cdot 8H_2O$ – в честь минералога, геохимика и химика-аналитика Константина Автономовича Ненадкевича (1880-1963).
67. **Нефедовит** $Na_5Ca_4(PO_4)_4F$ – в честь минералога Евгения Ивановича Нефедова (1910-1976).
68. **Ольгит** $Na(Sr, Ba)(PO_4)$ – в честь петролога Ольги Анисимовны Воробьевой (1902-1974).
69. **Органоваит-Мн** $K_2Mn(Nb, Ti)_4(Si_4O_{12})_2(O, OH)_4 \cdot 6H_2O$ – в честь кристаллографа Наталии Ивановны Органовой (р. 1929).
70. **Органоваит-Zn** $K_2Zn(Nb, Ti)_4(Si_4O_{12})_2(O, OH)_4 \cdot 6H_2O$ – по сходству с органоваитом-Мн.
71. **Паравиноградовит** $(Na, \square)_2[(Ti^{4+}, Fe^{3+})_4(Si_2O_6)_2(Si_3AlO_{10})(OH)_4] \cdot H_2O$ – по сходству с виноградовитом.
72. **Паракелдышит** $Na_2ZrSi_2O_7$ – по сходству с келдышитом.
73. **Паракузьменкоит-Fe** $(K, Ba)_2Fe(Ti, Nb)_4(Si_4O_{12})_2(O, OH)_4 \cdot 7H_2O$ – по сходству с кузьменкоитом-Мн.
74. **Парацепинит-Ва** $(Ba, Na, K)_{2-x}(Ti, Nb)_2(Si_4O_{12})(OH, O)_2 \cdot 4H_2O$ – по сходству с цепинитом-Sr.
75. **Парацепинит-Na** $(Na, Sr, K, Ca, Ba)_{2-x}(Ti, Nb)_2(Si_4O_{12})(OH, O)_2 \cdot nH_2O$ – по сходству с парацепинитом-Ва.
76. **Паутовит** $CsFe_2S_3$ – в честь минералога Леонида Анатольевича Паутова (р. 1958).
77. **Перлиалит** $K_9NaCaAl_2Si_{24}O_{72} \cdot 15H_2O$ – в честь минералога Перекрест Лилии Алексеевны (р. 1928).
78. **Пятенкоит-(Y)** $Na_5YTiSi_6O_{18} \cdot 6H_2O$ – в честь кристаллохимика-минералога Юрия Андреевича Пятенко (р. 1928).
79. **Расцветаевит** $Na_{27}K_8Ca_{12}Fe_3Zr_6Si_4[Si_3O_9]_4[Si_9O_{27}]_4(O, OH, H_2O)_6Cl_2$ – в честь кристаллографа Р.К. Расцветаевой..

80. **Ремондит-(La)** $\text{Na}_3(\text{La}, \text{Ce}, \text{Ca})_3(\text{CO}_3)_5$ – по сходству с ремондитом-(Ce), названным в честь французского физика-минералога Ж. Ремонда.
81. **Римкорользит** $\text{Mg}_5\text{Ba}(\text{PO}_4)_4 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ – в честь минералога Ольги Михайловны Римской-Корсаковой (1914-1987).
82. **Сажинит-(Ce)** $\text{Na}_3\text{CeSi}_6\text{O}_{15} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ – в честь металлурга-редкометаллщика Николая Петровича Сажина (1898-1969).
83. **Сазыкинаит-(Y)** $\text{Na}_5\text{YZrSi}_6\text{O}_{18} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ – в честь минералога и художника Людмилы Борисовны Сазыкиной (р. 1934).
84. **Сидоренкиит** $\text{Na}_3\text{Mn}(\text{PO}_4)(\text{CO}_3)$ – в честь геолога и организатора науки А.В. Сидоренко (1917-1982).
85. **Соболевит** $\text{Na}_{14}\text{CaMgTi}_4\text{Si}_4\text{P}_4\text{O}_{34}\text{F}_2$ – в честь минералога и петролога Владимира Степановича Соболева (1908-1982).
86. **Соседкоит** $(\text{Na}, \text{K})_5\text{Al}_2(\text{Ta}, \text{Nb}, \text{Sb})_{22}\text{O}_{60}$ – в честь минералога и геохимика Александра Федоровича Соседко (1901-1957).
87. **Стронциовитлокит** $\text{Sr}_9\text{Mg}(\text{PO}_4)_6(\text{PO}_3\text{OH})$ – по сходству с витлокитом, названным в честь американского минералога Г.П. Уиглока (1868-1948).
88. **Сферобертрандит** $\text{Be}_2\text{SiO}_4(\text{OH})_2$ – по сходству с бертрандитом, названным в честь французского минералога Э. Бертрана.
89. **Терновит** $(\text{Mg}, \text{Ca})\text{Nb}_4\text{O}_{11} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ – в честь геолога Владимира Ивановича Тернового (1928-1980).
90. **Томсонит-Sr** $(\text{Sr}, \text{Ca})_2\text{Na}(\text{Al}_5\text{Si}_5\text{O}_{20}) \cdot 6-7\text{H}_2\text{O}$ – по сходству с томсонитом-Са, названным в честь шотландского химика Т. Томсона (1773-1852).
91. **Федорит** $\text{KNa}_4\text{Ca}_4(\text{Si}, \text{Al})_{16}\text{O}_{36}(\text{OH})_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ – в честь кристаллографа и минералога Е.С. Федорова (1853-1919).
92. **Фекличевит** $\text{Na}_{11}\text{Ca}_9(\text{Fe}^{3+}, \text{Fe}^{2+})_2\text{Zr}_3\text{Nb}(\text{Si}_{25}\text{O}_{73})(\text{OH}, \text{H}_2\text{O}, \text{Cl}, \text{O})_5$ – в честь минералога В.Г. Фекличева (1933-1999).
93. **Ферсманиит** $(\text{Ca}, \text{Na})_4(\text{Ti}, \text{Nb})_2\text{Si}_2\text{O}_{11}(\text{F}, \text{OH})_2$ – в честь минералога и геохимика А.Е. Ферсмана (1883-1945).
94. **Фторталенит-(Y)** $\text{Y}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}\text{F}$ – по сходству с таленитом-(Y), названным в честь шведского физика Т.Р. Талена, (1827-1905).
95. **Хенримейерит** $\text{BaFe}^{2+}\text{Ti}_7\text{O}_{16}$ – в честь американского минералога Хенри О.А. Мейера (1937-1995).
96. **Хлорбартонит** $\text{K}_6\text{Fe}_{24}\text{S}_{26}(\text{Cl}, \text{S})$ – по сходству с бартонитом, названным в честь американского геолога П. Бартона.
97. **Цепинит-Na** $(\text{Na}, \text{H}_3\text{O})_2(\text{Ti}, \text{Nb})_2(\text{Si}_4\text{O}_{12})(\text{OH}, \text{O})_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ – в честь физика-минералога А.И. Цепина (р. 1946).
98. **Цепинит-K** $(\text{K}, \text{Ba}, \text{Na})_2(\text{Ti}, \text{Nb})_2(\text{Si}_4\text{O}_{12})(\text{OH}, \text{O})_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ – по сходству с цепинитом-Na.
99. **Цепинит-Са** $(\text{Ca}, \text{K}, \text{Na}, \square)_2(\text{Ti}, \text{Nb})_2(\text{Si}_4\text{O}_{12})(\text{OH}, \text{O})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ – по сходству с цепинитом-Na и цепинитом-K.
100. **Цепинит-Sr** $(\text{Sr}, \text{Ba}, \text{K}, \square)(\text{Ti}, \text{Nb})_2(\text{Si}_4\text{O}_{12})(\text{OH}, \text{O})_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ – по сходству с цепинитом-Na и цепинитом-K.
101. **Чкаловит** $\text{Na}_2\text{BeSi}_2\text{O}_6$ – в честь летчика-испытателя Валерия Павловича Чкалова (1904-1938).
102. **Шафрановскит** $\text{Na}_2\text{H}_2(\text{Mn}, \text{Fe})\text{Si}_3\text{O}_9 \cdot \text{H}_2\text{O}$ – в честь кристаллографа, минералога и историка науки Илариона Иларионовича Шафрановского (1907-1994).
103. **Широкшинит** $\text{K}(\text{NaMg}_2)\text{Si}_4\text{O}_{10}\text{F}_2$ – в честь геолога Николая Васильевича Широшкина (1809-?).
104. **Щербаковит** $\text{Na}_6\text{K}_4\text{BaTi}_6\text{Nb}_2\text{Si}_{16}\text{O}_{56}$ – в честь минералога и геохимика Дмитрия Ивановича Щербакова (1893-1966).
105. **Эдгарит** FeNb_3S_6 – в честь канадского петролога Аллана Д. Эдгара (1935-1998).

Список литературы

1. Дорфман М.Д., Илюхин В.В., Бурова Т.А. Барсановит – новый минерал // Докл. АН СССР. 1963. Т. 153. № 5. С. 1164-1167.
2. Пеков И.В., Чуканов Н.В., Болдырева М.М. и др. Вильгельмрамзаит $\text{Cu}_3\text{FeS}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ – новый минерал из Хибинского массива, Кольский полуостров // Зап. ВМО. 2006. № 1. С. 18-21.
3. Хомяков А.П. Новейшие минералогические открытия и пересмотр концепции ограниченности числа минеральных видов // Структура и эволюция минерального мира. Сыктывкар: Изд-во Геопринт, 1997. С. 98-99.
4. Хомяков А.П. Новейшие минералогические открытия и проблема рационализации номенклатуры минералов // Новые идеи и концепции в минералогии. Сыктывкар: Изд-во Геопринт, 2002. С. 12-13.
5. Хомяков А.П., Нечелюстов Г.Н., Екименкова И.А., Расцветаева Р.К. Георгбарсановит $\text{Na}_{12}(\text{Mn}, \text{Sr}, \text{REE})_3\text{Ca}_6\text{Fe}_2 + 3\text{Zr}_3\text{NbSi}_{25}\text{O}_{76}\text{Cl}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ – минеральный вид группы эвдиалита: реабилитация барсановита и новое название минерала // Зап. ВМО. 2005. № 6. С. 47-57.
6. Хомяков А.П., Расцветаева Р.К. Как мы потеряли барсановит и обрели георгбарсановит (история открытия одного минерального вида) // Природа. 2005. № 12. С. 25-28.
7. Chukanov N.V., Pekov I.V., Khomyakov A.P. Recommended nomenclature for labuntsovite-group minerals // Eur. J. Miner. 2002. V 14. P 165-173.

УЧРЕДИТЕЛИ РОССИЙСКОГО МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА: ИСТОРИЯ В ЛИЦАХ

А.К. Шпаченко. Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты

История научных обществ в России естественным образом связана с историей российского общества и развитием отечественной науки, техники, промышленности. Первым официально зарегистрированным в 1765 г. научным обществом России стало Вольное экономическое общество (ВЭО), создание которого связано с именами М.В. Ломоносова и императрицы Екатерины II. Члены Общества занимались преимущественно вопросами экономики и сельского хозяйства, но и горными делами, мануфактурами, а также создали свой “Минералогический кабинет” [5, 11]. По примеру Европы, центрами организации научных обществ в России стали первые университеты. В Московском университете, со времени его создания в 1755 г., за тридцать лет образовалось не менее трех научных, в основном лингвистических, обществ. В университете большое внимание уделялось и естественным наукам, поэтому в начале XIX в. при нем появились научные общества, объединявшие представителей естественных и гуманитарных наук: Московское общество истории и древностей Российских (1804 г.) и Московское общество испытателей природы (1805 г.). В Санкт-Петербурге было учреждено Вольное общество любителей словесности, наук и художеств (ВОЛСНХ) (1801 г.), Человеколюбивое общество (1802 г.). На начало XIX в. пришлось открытие ряда новых университетов в Дерпте (1802), Вильно (1803), Казани (1804) и Харькове (1805). В новых университетских центрах и других городах Российской империи создавались научно-просветительские общества. В своем большинстве они занимались вопросами словесности и истории [11].

В 1773 г. в Санкт-Петербурге основано Горное училище (впоследствии – Горный кадетский корпус, затем – Горный институт), готовившее специалистов по горному делу. С его появлением в России завершилась эпоха рудознатцев, ей на смену пришла эпоха горных инженеров. Возникновение Минералогического общества и вся его деятельность непосредственным образом связаны с Горным институтом. А связь с предшественником Минералогического общества – ВЭО и его устремлениями познать “почвы и недра” России, обозначена хотя бы тем, что членом ВЭО и одним из создателей Минералогического общества был академик В.И. Севергин.

Естественные науки, в т.ч. и минералогия, в Европе того времени находились на значительном подъеме, что выражалось в распространенном среди образованных людей коллекционировании минералов, ископаемых останков и прочих “раритетов”. Занятия наукой были формой проведения досуга среди просвещенной части общества.

За давностью событий мало известно обо всех основателях Санкт-Петербургского Минералогического общества. В специальных изданиях списков членов Минералогического общества [14 и др.] существовал определенный порядок: первыми в списке шли “Члены учредители Императорского Санкт-Петербургского Минералогического общества по старшинству их вступления”, затем – остальные. Не отступая от этой традиции, кратко изложим некоторые сведения из жизни этих людей.

Лаврентий (Лоренц) Иванович **Панснер** (3.05.1777-1851) родился в г. Арнштадт в Тюрингии, в семье церковного старосты. Закончил богословский факультет Йенского университета, получил степень кандидата теологии, а в 1801 г. – доктора философии. В Россию был приглашен в 1803 г. на службу в Картографическое депо, а уже в 1805 г. в качестве минералога Панснер участвовал в Китайском посольстве графа Ю.А. Головкина. Как географ Императорского Депо карт в 1808 г. вместе с Гольбахом начал работы по триангуляции Московской губернии. В 1809 г. участвовал в “тригонометрической съемке” Петербурга и южного берега Финского залива. Первый заведующий кафедрой минералогии и геогнозии Главного Педагогического института с 1819 по 1822 гг. Известен труд Панснера “О твердости и относительном весе минералов” (1813), в котором он изложил данные о свойствах более 200 минералов. В 1822 г. добровольно ушел в отставку в связи с делом “21 года” и в числе других преподавателей в знак протеста покинул университет, где в то время искоренялись “вольномыслие” и “дух строптивой непокорности”. В дальнейшем преподавал в Воспитательном доме и Коммерческом училище, в 1834 г. вышел в отставку и вернулся на родину [1]. Надворный советник Л.И. Панснер по праву является первым среди основателей Минералогического общества. Учредительное собрание Минералогического общества состоялось 7 января (19 по ст. ст.) 1817 г. в Михайловском замке на его квартире. А почему именно на его квартире в Михайловском замке? Как удалось выяснить, после смерти Павла I царский двор быстро покинул только что выстроенный замок, и он долго пустовал, подвергаясь разрушению и разграблению, пока помещения замка не стали сдавать внаем. Здесь до 1819 г. проходили заседания различных дворянских клубов и обществ, собрания ВОЛСНХ, членом которого был А.С. Пушкин, бывавший на его собраниях в августе и сентябре 1818 г. Здесь же были квартиры некоторых профессоров, преподававших в учебных заведениях С-Петербурга.



Иван Иванович **Мартынов** (1771-20.10.1833), эллинист и латинист, переводчик. Член Российской Академии Наук. Окончил Полтавскую духовную семинарию (1787), продолжил образование в Александро-Невской духовной семинарии (1788-1792). В 1804-1805 гг. издавал журнал “Северный вестник”, тесно связанный с реформаторской политикой Александра I. В 1803-1817 гг. возглавлял Департамент народного просвещения. Почетный член ВОЛСНХ с 1805 г. и многих других научных обществ. Участвовал в составлении проекта образо-



вания Царскосельского лицея, присутствовал на вступительных экзаменах будущих лицеистов, на торжественном акте открытия Лицея 19 октября 1811 г., занимался с лицеистами российской и латинской словесностью. Его издание “Греческие классики” (1823-1829. Т. 1-26) включало переводы Гомера, Софокла, Геродота, псевдо-Лонгина и др. Особое место в просветительской деятельности Мартынова занимала пропаганда новейших достижений западноевропейской науки в области ботаники, итогом многолетних занятий которой явились “Техно-ботанический словарь” (1820) и “Три Ботаники, или Сохранение систем Турнефорта, Линнея и Жюсье” (1821). Воспел в стихах глыбу лабрадорита 3×2×1 аршин и “весом около 250 пуд” (“Благодарность огромнейшего лабрадора членам минералогического общества, нашедшим его в слободе Пулковой 28 июля 1829 г.”) [4]. Сохранились свидетельства, что И.И. Мартынов голосовал за Пушкина на выборах в Академию Наук.

Борис Иванович **Фитингоф** (Christoph Burnard von Vietinghof-Scheel) (12.11.1767-06.04.1829), естествоиспытатель, ботаник, доктор экономических наук, Почетный член Академии наук с 4 июля 1802 г., тайный советник, барон. Первый Президент общества до своего отъезда из России в 1824 г. Он же был президентом Императорского человеколюбивого общества и членом других обществ. Занимался изучением русской флоры и совместно с Г.Ф. Гофманом издал в Москве “Hortus siccus Caucasicus”. Им же дополнен труд по лесоводству Крюгера фон Крюгсгейма: “Fortwissenschaftliche Bemerkungen uber die wesentlichsten Gegenstande der Forstverwaltung zur Verbesserung und bestandigen Erhaltung der Walder” (1806). Это сочинение Фитингоф снабдил примечаниями о культуре наиболее полезных древесных пород в России и Лифляндии. Кроме того, он составил по карманному лечебнику графа Л. Бертольда изданное в 1805 г. в Мангейме “Наставление, каким образом можно предохранить себя от поноса с резом и как поступать одержимым оною болезнью для совершенного от нее освобождения” (1807).

Иосиф Антонович **Грандидье** (Grandidier), аббат (в последующем каноник), библиотекарь Императорской библиотеки [18].

Павел Павлович **Саккер**, коллежский советник и кавалер ордена Св. Анны 2-й степени [14].

Егор Иванович **Протт**, берг-пробирер 10 класса, впоследствии коллежский советник [14].

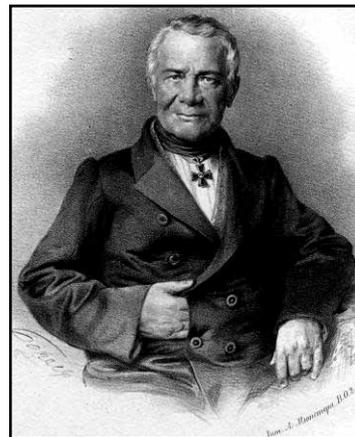
Франц Иванович **Вёрт** (1782-8.02.1856), второй секретарь Минералогического общества с момента его образования и до кончины, коллежский советник. Любитель минералогии “от рождения”, из незнатной семьи, служил кассиром в одном из государственных ведомств. Большой знаток окаменелостей в окрестностях С.-Петербурга, много времени уделял исследованию минералов с помощью паяльной трубки, которой “владел весьма искусно”. Среди рассеянных по Ингерманландии валунов Верт открыл лабрадоры, а в валунах близ Петергофа нашел два новых минерала – вёртит и ксенолит (силлиманит). При помощи паяльной трубки им были открыты уваровит, кеммерерит и гидрорацит (совместно с Г.И. Гессом). В речи, посвященной памяти Ф.И. Вёрта, директор Минералогического общества проф. С.С. Куторга сказал, что “Общество высоко чтит память Ф.И. Вёрта как одного из полезнейших членов своих, жившего только для науки, ревностного деятеля и распространителя ее в различных слоях населения” [20].

Антуан (Антон Антонович) **Филипэн-Дюваль** (Antoin Philipin-Duval), вице-консул Швейцарской конфедерации в Санкт-Петербурге [18].

Среди основателей Минералогического общества были и другие граждане Франции: Жан **Сегэн** (Jean Seignin), член Женевского общества натуралистов, купец в С.-Петербурге, и его брат Франсуа **Сегэн** [18].

Яким (Яков, Иоаким) Григорьевич **Зембницкий** (1784-6.11.1851), профессор, директор Общества в 1827-1842 гг. Биограф Я.Г. Зембницкого А. Озерский пишет, что “в этот период деятельности Общества, дотоле сосредоточенно замкнутая и проявлявшаяся в литературе чрезвычайно слабо, как бы воспрянула и выразилась рядом многих изданных иждивением Общества статей, брошюр и сочинений” [20]. Преподавал курсы зоологии и ботаники в Университете и других учебных заведениях С.-Петербурга. С 1826 г. читал курс петроматогнозии в Горном кадетском корпусе. В 1834 г. написал работу “Об употреблении гранита в С.-Петербурге”. В работах 1825-33 гг. излагал методы палеонтологии, дал обзор всех известных к тому времени ископаемых растений (1842).

Николай Иванович **Лавров** (2.12.1790-15.10.1874), почетный член Минералогического общества (1864), маркшейдер 9 класса (впоследствии статский советник). Закончил Горный кадетский корпус в 1809 г. и практикантом отправлен на Пермские горные заводы, где вскоре получил чин шихтмейстера 13 класса. С марта 1812 г. по 29 апреля 1847 г. – на службе в Департаменте горных и соляных дел (с перерывом в 1816-1820 гг., когда он был вольнослушателем в Императорском С.-Петербургском университете, а затем до 1824 г. – на службе в Департаменте путей сообщения), где находился в должности чиновника особых поручений. Единственный из учредителей, доживший до 50-летия Минералогического общества [7]. С Н.И. Лавровым связан интересный эпизод, когда к нему обратился директор Минералогического общества академик Н.И. Кокшаров с просьбой сообщить подробности образования Общества в 1817 г. В письме Н.И. Лавров кратко изложил последовательность



событий при основании Общества: “Долгом считаю объяснить, что я был знаком с Л.И. Пансером и Ф.И. Вертом задолго до основания Общества, и мы проводили вместе время в занятиях, относившихся по большей части до Минералогии и почти всегда в квартире Л.И. Пансера, который, наконец, для общественной пользы подал мысль учредить Минералогического общества. Эта мысль была одобрена всеми теми лицами, которые значатся в числе учредителей. Вслед за тем Л.И. Пансером написано было на немецком языке постановление для Общества. Постановление это было переведено на русский язык Ф.И. Вертом, который, будучи знаком с И.И. Мартыновым, просил его, как литератора, основательно знающего русский язык, просмотреть перевод и исправить, что и было исполнено Иваном Ивановичем самым радушным образом” [15].

Федор Григорьевич **Шидлеффель**, член Общества соревнователей просвещения и благотворения в С.-Петербурге. Первый секретарь Минералогического общества по 17 ноября 1817 г. [14].

Арист Павлович **Энгельсон**, статский советник, кавалер ордена Св. Иоанна Иерусалимского [14].

Андрей (Андреас) Григорьевич **Рёмплер** (ум. в 1829 г.), выходец из Саксонии, с 1790 г. – оценщик Кабинета Его Императорского Величества, в 1796 г. основал в С.-Петербурге ювелирную фирму, придворный ювелир при Павле I и Александре I, С.-Петербургский купец 1-й гильдии [14]. В дальнейшем стараниями его зятя Карла Болина фирма “В.А. Болин” стала одним из самых известных ювелирных предприятий Российской Империи.

Александр Александрович **Крейтон**, лейб-медик Александра I и его матери, императрицы Марии Федоровны, почетный член Академии Наук [14], коллекционер и любитель минералогии. Описание его коллекции, составленное им совместно с Иосифом Матвеевичем **Вагнером**, действительным членом Императорского Общества испытателей природы в Москве и членом-корреспондентом Минералогического общества в Иене “Notizen über die Mineralien der Herrn Dr's Alexander Criton” (1818) включает 134 страницы текста и чертежей кристаллов [5].

Александр Андреевич **Фуллон**, берг-гауптман 6 класса и кавалер ордена Св. Владимира 4 степени, член Императорского общества испытателей природы в Москве и Минералогического общества в Иене. В 1819-1833 гг. управляющий Олонецким горным округом (горный начальник). Свидетельством того, что А.А. Фуллон был в Петрозаводске того времени одной из главных фигур, является то, что он принимал Александра I и сопровождал его при посещении Петровского сада в Петрозаводске в 1819 г. И здесь же, в Петровском саду в 1824 г. установлен бюст Петру I, который “распорядился отлить А.А. Фуллон” [8]. В архивах Карельской республики сохранилась его переписка 1819-1820 гг. с О. Монферраном и Департаментом горных и соляных дел по вопросу строительства в Петрозаводске Александро-Невской церкви по проекту О. Монферрана. Из-за дороговизны проект Монферрана был Александром I отклонен.

Карл Иванович **Милиус** (1767-1844), доктор медицины, статский советник, кавалер орденов, Медицинский инспектор С.-Петербургского порта и главный врач морских госпиталей. Директор Общества в марте-апреле 1827 г. Среди поступлений в минералогическую коллекцию Минералогического общества были: “Горные породы и минералы, в т.ч. “красивые аметисты с игольчатыми кристаллами водоокисленного железа” из Олонецкой губернии прислали А.В. Армстронг, К.И. Милиус, П.В. Писцов и А.А. Фуллон” [20].

Константин Иванович **Шибель**, доктор медицины, надворный советник, впоследствии действительный статский советник [14].



Карл Антонович **Этгер** (род. не позднее 15 мая 1774 г. - ум. не позднее 1831 г.), губернский секретарь, антиквар, Минералог Главного училищ правления, член-корреспондент С.-Петербургской Академии наук с 7 октября 1812 г., действительный член ВОЛСНХ с 11 сентября 1819 г. по части словесности, член ряда иностранных научных обществ. В 1815 г. вместе с В.М. Севергиным составил “Новое систематическое описание Минерального Кабинета Императорского Вольного Экономического Общества” [5]. В 1821 г. передал в дар ВОЛСНХ коллекцию минералов из 173 кусков, расположенных по системе Вернера [17].

Иван Егорович **Гауптфогель**, титулярный советник, инспектор Немецкого училища Св. Петра в С.-Петербурге [14].

Иван Иванович **Зеeman**, доктор медицины, действительный член Императорского Общества испытателей природы в Москве и Общества испытателей природы в Иене, член-корреспондент Минералогического общества в Иене [14].

Карл Васильевич фон **Розенберг**, отставной флота капитан 2-го ранга и кавалер орденов Св. Георгия 4 степени и Св. Анны 3 степени [14].

Григорий Кириллович **Разумовский** (1759-1837), ученый-минералог, граф, бригадир, представитель известной фамилии. Его отец, Кирилл Григорьевич – Президент Петербургской АН (1746-98), сенатор. Его брат Алексей Кириллович был Президентом МОИП в 1804-1817 гг. О нем писал в 1789 г. Карамзин в своих письмах из Лозанны: “Здесь поселился наш соотечественник, граф Григорий Кириллович Разумовский, ученый-натуралист. По любви к наукам отказался он от чинов, на которые знатный род его давал ему право, удалился в такую землю, где натура столь великолепна и где склонность его находит для себя более пищи, живет в тишине, трудится над умножением знаний человеческих в царствах природы и делает честь своему отечеству. Сочинения его все на французском языке. За несколько недель перед сим уехал он в Россию, но с тем, чтобы опять возвратиться в Лозанну” [9]. Почетный член Петербургской АН с 1790 г. Вскоре после этого уехал в Швейцарию, где издал ряд научных трудов и учредил в Лозанне Общество любителей физических наук. “Был одним из

первых диссидентов, вынужденных перебраться на Запад в Швейцарию, чтобы избежать преследований в императорской России. Григорий лишился всего: поста, постоянного дохода, имущества, остался верен своим идеалам. По специальному разрешению кайзера он поселился в Богемии, а графский титул, который в России оставили, в Австрии ему заменили соответствующим австрийским. Но не только чисто политические причины вынудили Григория Разумовского эмигрировать, хотя именно они подтолкнули к выбору. Как известного специалиста-геолога, Григория Кирилловича давно приглашали работать за границей” [13, 19]. Окончательно Г. Разумовский перебрался в Австрию в 1818 г., отказавшись от российского гражданства и перейдя в протестантизм. К концу жизни Григорий Разумовский был почетным членом многих естественнонаучных обществ. Среди его работ упоминается “Очерк химической геологии“ (нап. до 1829 г.) [4].

Иван Александрович **Фуллон**, маркшейдер 9 класса, впоследствии генерал-майор Корпуса горных инженеров, член Ученого комитета Горного департамента. Был в свое время начальником Ижорского завода, затем в 1849-1855 гг. руководил Горным департаментом. Известен эпизод, относящийся к 1842-43 и 1849 гг., когда И.А. Фуллон принимал участие в обследовании и разработке проекта ремонта знаменитого монумента “Колесница Славы” над аркой Генерального штаба в Санкт-Петербурге [21].



Павел Львович (Пауль Людвиг) **Шиллинг** фон Канштадт (5(16).4.1786-25.7(6.8).1837), барон, электротехник и востоковед. Закончил Кадетский корпус подпоручиком в 1803 г. Затем от Министерства иностранных дел был направлен переводчиком в русское посольство в Мюнхен, где заинтересовался теорией электричества. Вернувшись в Россию, обнародовал свое первое изобретение – дистанционный электрический минный взрыватель, который в 1812 г. успешно продемонстрировал Александру I при подрыве подводных мин на Неве. В 1813 г. возвратился на военную службу и участвовал в боевых действиях на территории Франции, за что был награжден орденом и именован оружием. После войны заведовал криптографической частью Министерства иностранных дел, старший советник МИД. В историю криптографии вошел как изобретатель “биграммного шифра” [3]. С 17.12.1828 г. – член-корреспондент Петербургской АН по разряду литературы и древностей Востока, член масонской ложи. Участвовал в научной экспедиции в Восточную Сибирь (1830-1832). Осенью 1832 г. состоялась первая публичная демонстрация “телеграфной системы Шиллинга” [2]. На ее основе он разработал конструкцию электромагнитного телеграфа, в котором передача сигналов велась при помощи особого шестизначного кода. Таким образом, он на несколько лет опередил Морзе в создании телеграфного языка. По мнению О.А. Хазина: “изобретение русского ученого легло в основу двоичного кода Рида–Мюллера, на использовании которого основана вся современная компьютерная техника электронно-вычислительных машин”. Близкий знакомый А.С. Пушкина. В 1829 г. в “...пушкинской тетради появилась черновая набросок стихотворения, авторство которого многими исследователями приписывают П.Л. Шиллингу: *О, сколько нам открытий / Чудных готовит просвещенья дух. / И опыт, сын ошибок / Трудных, / И гений, парадоксов друг, / И случай, бог изобретатель*” [22].

Григорий Евстафьевич фон **Потт**, первый секретарь Минералогического общества в 1819-1858 гг. до кончины. Доктор философии, майор Инженерного корпуса, позже полковник Корпуса путей сообщения, кавалер многих орденов [14].

Иван Николаевич (Иоганн Гендрик) **Вольгемут**, коллежский советник [14], закончил Горное училище в 1787 г. первым в списке по успешности, выпущен шихтмейстером 13 класса.

Василий Михайлович **Севергин** (8(19).9.1765-17(29).11.1826), коллежский советник, кавалер двух орденов. Замечательный русский минералог и химик, продолжатель традиций ломоносовского направления в естествознании, член Вольного экономического общества, член многих зарубежных научных обществ. Обучался в академической гимназии и академическом университете в С.-Петербурге. После их окончания отправлен для совершенствования знаний по минералогии в Гёттингенский университет (1785-1789); по возвращении в Петербург избран адъюнктом Академии наук по кафедре минералогии, в 1793 г. профессором (академиком) по той же кафедре, в 1805-1826 гг. член комитета правления Петербургской АН, преподавал в Горном кадетском корпусе. Основные работы посвящены минералогии и неорганической химии. В монографии “Первые основания минералогии, или Естественная история ископаемых тел” (1798) обобщил знания по минералогии и представил сведения о минералах и полезных ископаемых России. Впервые сформулировал (1798) понятие о парагенезисе. Первым из русских ученых выступил с пропагандой кислородной теории горения. Автор первых русских руководств по химической технологии. Принимал участие в разработке русской научной терминологии по химии, ботанике и минералогии. Основатель и редактор (с 1804) “Технологического журнала” – одного из первых научно-практических журналов. “Опыт минералогического землеописания Российского государства” (1809) явился подробным исследованием по генезису минералов. Был почетным членом ВОЛСНХ с 1805 г. С именем В.И. Севергина связана история обнаружения золота в Иркутской губернии в 1809 г. (впоследствии – Бирюсинские прииски). Именно ему для диагностики были отправлены 2 зерна золота, обнаруженные в зобу у глухаря. Севергин сделал верное заклю-

чение. Севергин сделал верное заключение.



чение о необходимости поиска кварцевых золотоносных песков в тех местах, где кормились “золотые” глухари [16].

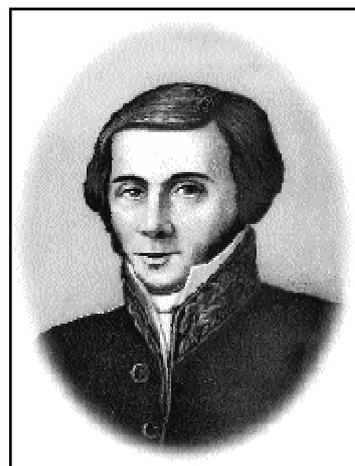
Андрей Михайлович **Теряев**, профессор естественной истории и минералогии Медико-хирургической академии и Главного педагогического института в С.-Петербурге. Начал преподавать еще в 1783 г. в Учительской семинарии, преобразованной позже в Главный педагогический институт, позже – С.-Петербургский университет. Член ряда научных обществ, статский советник, кавалер ордена Св. Владимира 4 степени [14]. Известна его “История минералогии, или краткое изображение основания, приращения и усовершенствования оной науки, особливо в последнее двадцатилетие” (1819), благодаря которой его считают одним из первых историков науки в России.



Евграф Ильич **Мечников** (1770-1836), горный инженер, сенатор, представитель известной фамилии. Окончил Горное училище в 1791 г., выпущен шихтмейстером 13 класса, вторым в списке по успешности. Летом 1797 г. поисковая партия Е.И. Мечникова нашла первое месторождение рудного золота на Челябинском Урале. На его счету также Петропавловский золотой прииск и Берг-директорский медный рудник. В память о нем гора в месте открытия золота именуется Евграфовой [6]. В октябре 1799 г. гиттенфервальтер Мечников участвовал в экспедиции под руководством графа А.А. Мусина-Пушкина в Кавказские горы для “изыскания руд” [23]. В 1817-1824 гг. обер-берг-гауптман 4 класса Е.И. Мечников – руководитель Департамента горных и соляных дел и Директор Горного кадетского корпуса. Читал лекции по геогнозии, ориктогнозии и маркшейдерскому искусству. В 1819 г. благодаря его стараниям выпускники Горного корпуса получили по выпуску из корпуса чины 14-10 класса, что давало им право на личное дворянство. Сенатор Е.И. Мечников – автор проекта преобразования системы управления в

Закавказье и колонизации края (1831) [10], кавалер ордена Св. Владимира 4 степени.

Дмитрий Иванович **Соколов** (1788-19.11.1852), геолог, минералог, профессор Института Корпуса горных инженеров и С.-Петербургского университета, почетный член Академии наук по Отделению русского языка и словесности с 21 ноября 1841 г. Родился в семье мастера слесарных дел по дворцовому ведомству. В 1796 г. в возрасте 8 лет был зачислен кадетом на полное казенное содержание. По окончании Горного кадетского корпуса (1805) преподавал там же до 1841 г. В 1817-1819 гг. обер-гиттенфервальтер (в последствии генерал-майор) Соколов под руководством Е.И. Мечникова “разобрал и привел в порядок” Минеральный кабинет по системе Вернера и кристаллографический кабинет по системе А. Гаюи [5]. В 1822 г. профессор и обер-бергмейстер Соколов начал читать отдельные курсы минералогии и геогнозии. В 1832 г. издает свое двухтомное “Руководство к минералогии”, удостоенное Демидовской премии, в котором с большой полнотой описывал все известные в его время минералы. В 1839 г. Соколов издал трехтомный “Курс геогнозии” – первый русский учебник геологии, а в 1842 г. второе, переработанное издание руководства по геогнозии в двух томах под названием “Руководство к геогнозии”, дополненное новейшими данными по геологии России и атласом руководящих форм. Появление этих двух трудов знаменовало поворотный момент в развитии отечественной геологии и общей физической географии, переход от теории катастроф к эволюционной теории развития Земли и ее органического мира.



Д.И. Соколов имел громадное влияние на развитие в России минералогических и геологических знаний, его руководство по минералогии в 1830-40 гг. употреблялось почти во всех университетах. “Для звания преподавателя Дмитрий Иванович обладал всеми качествами: светлым и пытливым умом, превосходной памятью, звонким органом и блестящею способностью говорить по-русски чисто, правильно, убедительно и красноречиво...” [12]. Член-учредитель и редактор “Горного журнала”. В 1839 г. впервые обосновал выделение красноцветных отложений Заволжья в самостоятельную систему, которая в 1841 г. английским геологом Р. Мурчисоном названа пермской. Принимал участие в составлении Словаря церковно-славянского и русского языка (1847).

Среди тех, кто стоял у истоков Санкт-Петербургского Минералогического общества – люди самых разных интересов, образования, специальностей, имущественного и социального положения: дворяне, служащие, профессора, академики. Многие из них были весьма примечательными личностями, оставившими заметный след в истории российской науки в целом и минералогии, в частности. В завершение приведем слова, сказанные проф. Д.П. Григорьевым об основателях Минералогического общества: “Одни из них имели ученые звания, другие обладали высокими титулами, были и многоопытные деятели горнозаводского дела, были и крупные дипломаты, санкт-петербургские купцы, и простой маркшейдер, и провинциальный аптекарь. Чувствуется, что встречались они все с одной целью – чтобы порадовать друг друга счастливыми находками, интересными наблюдениями, впечатлениями и возникшими у них мыслями” [4].

Автор благодарит заведующую библиотекой РМО Т.А. Григорьеву за помощь в работе с материалами по истории Минералогического общества.

Список литературы

1. Анастасенко Г.Ф. Неизвестные страницы из жизни Л.И. Панснера (1777-1851) // Минералогические музеи. Матер. IV Межд. симп. по истории минералогии и минералогических музеев, минералогии, геммологии, кристаллохимии и кристаллогенезису, посв. памятным датам в истории минералогического музея СПбГУ: 225-летию со дня рожд. Лоренца Панснера (1777-1851) и 299-летию со дня рожд. Эрнста Гофмана (1801-1871). СПб.: НИИЗК СПбГУ, 2002. С. 33-34.
2. Артеменко Р. Павел Шиллинг – изобретатель элетромагнитного телеграфа // <http://www.computer-museum.ru/connect/shilling.html>.
3. Бабаш А.В., Гольев Ю.И., Ларин Д.А. и др. Криптографические идеи XIX в. // <http://matriks.com.ru/modules.php?name=xNews&file=print&sid=184>.
4. Григорьев Д.П. Забытые публикации о ранней истории минералогического общества в С.-Петербурге // Зап. ВМО. 1991. № 2. С. 97-102.
5. Григорьев Д.П. Наука о минералах в год основания минералогического общества // Зап. ВМО. 1991. № 5. С. 100-107.
6. Дмитриев А. Два века золотодобычи на Челябинском Урале // <http://www.infoural.ru/delur/1999/r2/18-6-1.html>.
7. Еремеев Н.В. Краткая биография Николая Ивановича Лаврова // Зап. Имп. СПб минерал. об-ва. 1874. Вторая серия. Т. IX. С. 328-332.
8. Ициксон Е. Петровский парк. История глазами архитектора // <http://www.gov.karelia.ru/Karelia/883/38.html>.
9. Карамзин Н.М. Избранные сочинения в двух томах. Т.1. Письма русского путешественника. М.-Л.: Изд-во худ. лит., 1964.
10. Колониальная политика русского царизма в Азербайджане в 20-60-х годах XIX в. Ч. I. Феодалные отношения и колониальный режим. 1827-1843 гг. // <http://www.hronos.km.ru>.
11. Комарова И.И. Путеводитель по научным обществам России // <http://www.snor.ru/?an=about>.
12. Лоранский А. Исторический очерк Горного института // Научно-исторический сборник, изданный Горным институтом ко дню его 100-летнего юбилея. 21 октября 1873 г. С.-Пб.: Типография Академии наук, 1873. С. 1-166.
13. Макаревич М. Разумовские из Вены // <http://www.zerkalo-nedeli.com/nn/show/338/30623/>.
14. Перозиио П.Н. Список членов Императорского С.-Петербургского Минералогического общества на день 25-летнего юбилея Президентства Его Императорского Высочества Князя Николая Максимилиановича Романовского, герцога Лейхтенбергского. 7-го мая 1890 г. С.-Пб.: Типография А. Яковлева, 1890.
15. Письмо г. почетного члена Н.И. Лаврова к директору Общества, академику Н.И. Кокшарову // Зап. Имп. СПб минерал. об-ва. Вторая серия. Ч. третья. 1868. С. 108-110.
16. Протасова Н., Родимов С. Золотоносные глухари водились когда-то в окрестностях Балаганска // <http://pressa.irk.ru/editions.php?id=1&n=218&p=5322>.
17. Протоколы заседаний ВОЛСНХ // <http://www.lib.pu.ru/rus/Volsnx/spisok.html#slov>.
18. Пруво Ж. О связях Российского и Французского минералогических обществ // Зап. ВМО. 1993. № 3. С. 120-121.
19. Розанов С.С. Род Разумовских // Московский журнал. 2003. №5. http://mj.rusk.ru/03/5/mj5_6.htm.
20. Соловьев С.П., Доливо-Добровольский В.В. История Всесоюзного Минералогического общества и его роль в развитии геологических наук. Изд. 2. СПб.: Наука, 1992. 334 с.
21. Сорин В. Колесница славы // Наука и жизнь. 2003. № 5. С. 5-9.
22. Хазин О.А. Пажи, кадеты, юнкера. Исторический очерк. К 200-летию Пажеского Его Императорского Величества корпуса // <http://www.ruscadet.ru/library/01-books/hazin/08.htm>.
23. Стафеев К.Г. Вещественные свидетельства горно-геологической истории России: медали, нагрудные знаки, жетоны // <http://old.priroda.ru/index.php?8+&r=rus>.

ПИРРОТИНОВАЯ ПРОБЛЕМА В ХИБИНАХ В 30-Е ГОДЫ ПО АРХИВНЫМ ДОКУМЕНТАМ

А.К. Шпаченко. Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты

Пирротин в зоне юго-восточного контакта Хибинского массива обнаружен в 1929 г. А.Н. Лабунцовом. В 1932-33 г. работы по разведке залежей в Пирротиновом ущелье проводила партия ЛГРТ под руководством П.Н. Мурзаева. С апреля 1932 г. по апрель 1933 г. значительную часть геологоразведочных работ на Кольском п-ове курировало ОГБ при МОО ОГПУ – Особое геологическое бюро при Мурманском окружном отделе ОГПУ. Начальником ОГБ, а также основным организатором, ответственным исполнителем за работы и консультантом по разведке медно-никелевого месторождения в р-не Мончетундры, железистых кварцитов в Примандровском р-не и ответственным за многие другие работы был заключенный, а ранее – ст. геолог Геолкома, директор Геолого-Разведочного института Цветных металлов, профессор Горного института Владимир Клементьевич Котульский. После перемещения в Новпромапатит Ответственным руководителем по Пирротиновой группе стал Сергей Валерианович Константов, также заключенный-геолог ОГБ, а ранее инженер-геолог, сотрудник Геолкома. Документы об обстоятельствах, при которых велись работы в то время, хранятся в Кировском филиале Государственного архива по Мурманской обл. Они весьма красноречивы, являются свидетельствами условий, в которых все это происходило, и требуют минимальных комментариев.

Управление Невского химического комбинат 16 дек. 1932 №28/12 Ленинград, Правый берег Невы, 78

СПЕШНО

ЗАМ. ПРЕДСЕДАТЕЛЯ ТРЕСТА “АПАТИТ” тов. САВЕЛЬЕВУ

По имеющимся сведениям, в Хибинах обнаружены залежи промышленного масштаба, пирротина / FeS / - сырьья пригодного для сжигания в механических печах для получения сернистого газа, который перерабатывается в Башенной системе на серную кислоту.

Учитывая напряженное состояние с сырьем для сернокислотного завода НХК, угрозу остановки, а отсюда как следствие, срыв суперфосфатного производства, что равносильно срыву посевной кампании 1933 года – использование пирротина является первоочередной задачей для НХК.

Необходимо немедленно поставить опыты сжигания пирротина с целью выяснения промышленной пригодности его для сернокислотного производства.

На основании сказанного, прошу Тебя – сделать распоряжение о немедленной отгрузке для НХК 150 тонн пирротина, с которым и будет проведено сжигание.

ДИРЕКТОР НЕВХИМКОМБИНАТА

/Чекалов/

/подпись/

(...) 27/ХП

[1, Д. 197 Л. 3]

Были добыты и отправлены в Ленинград 44 т богатой руды. Но, как оказалось, проба отобрана способом ручной рудоразборки, т.е. была искусственно обогащена...

ДИРЕКТОРУ ХИБИНОГОРСКОЙ г.р. Базы ЛГРТ

КОПИЯ: Управляющему Северным Горно-Химическим Трестом.

Управляющему Ленинградским г.р. Трестом.

(...) В середине февр. 1933 г. Зав. Бюро по освоению Западной части Кольского полуострова / Мончетундры / мне было предложено к 1-му марта 1933 г. взять еще 50 тонн руды с содержанием серы не ниже 25% с того же описанного рудного выхода на северном склоне Пирротинового ущелья. Без снижения темпов разведки исполнить это задание в срок невозможно. Снижать эти темпы – недопустимо.

Кроме этого не могу не привести Вам изложенных выше соображений и еще раз указать на совершенную бессмысленность взятия этих / дополнительных / 50 тонн богатой пирротиновой руды.

ТЕХНИЧЕСКИЙ РУКОВОДИТЕЛЬ ПИРРОТИНОВОЙ г.р. ПАРТИИ

ГОРНЫЙ ИНЖЕНЕР

20 февраля 1933 г.

/МИХАЛЕВ/

[1, Д. 197 Л. 16-17].

Еще один из “сотрудников” бывшего ОГБ, оставленный для работ в Хибиногорске, геолог В.Н. Годовиков, определенный руководством разобраться с ситуацией с отбором технологической пробы пирротиновой руды, смело пишет, что он поддерживает все, о чем пишет технический руководитель Пирротиновой партии Михалев:

ЗАКЛЮЧЕНИЕ О ДОПОЛНИТЕЛЬНОМ ВЗЯТИИ ТЕХН. ПРОБЫ

ПИРРОТИНОВОЕ УЩЕЛЬЕ

Взвесив все доводы, приводимые инж. Д.Н. Михалевым, а также основываясь на результатах детальных личных осмотров I планшетов, я прихожу к заключению о нецелесообразности повторения пробы, которая будет носить тот же случайный характер, как и первая.

Я считаю, что взятие этой пробы затормозит на время выяснение величины и благонадежности данного месторождения и что подобная перестановка вопроса о запасах на второй план является антиразведочным прецедентом. (...)

КОНСУЛЬТАНТ ПАРТИИ

/ В. ГОДОВИКОВ /

(...) Резолюция: Г.Р.С. Пробы добывать без привязки (? А.Ш.) к точке.
[1, Д. 197 Л. 18].

Островецкий (подпись)

А маховик уже был раскручен на полный ход.

Постановление Народного Комиссариата Тяжелой Промышленности

№ 143 индекс 972

г. Москва 7 марта 1933 года

По докладу Треста "АПАТИТ" (...)

3. В виду особой дефицитности сернистого сырья, одобрить мероприятия по организации Пирротинового дела на Кольском п/о (пробная добыча руды и опыты в Ленинграде по сжиганию пирротина).

Предложить Тресту "Апатит", в целях обеспечения Ленинградской промышленности сернокислотным сырьем, форсировать эти работы и в 3-х месячный срок представить коллегии план развертывания Пирротинового рудника. (...)

Поручить НИСУ и Главхимпрому обеспечить финансирование Научно-исследовательских работ Треста "Апатит".

ЗАМ. НАРКОМТЯЖПРОМА

/ПЯТАКОВ/

[1, Д.185 Л. 3-5]

Протокол № 23

Совещания в Химсекторе ЛУУ НКТП по вопросу финансирования эксплуатации Хибинских пирротиновых месторождений в связи с результатами испытаний пирротина на заводе "Кр. Химик". 15 марта 33 г.

(...) Принять к сведению заявление представителя Треста "Апатит" тов. Лабунцова, что постановления НКТП от 7-го марта о форсировании геолого-разведочных работ на пирротиновых месторождениях Трестом "Апатит" приняты к исполнению, однако средств отпущенных для нужного объема работ недостаточно.

(...)

[1, Д.197.Л.159-160].

Для продолжения заводских промышленных испытаний необходимо было поставить на завод Красный Химик еще 150 т пирротиновой руды.

Управляющему Трестом "АПАТИТ"

Ответственного по пирротинам инженера Константова

РАПОРТ

(...) Вопреки всем Вашим распоряжениям, дорога к разведкам не пробита, автомашина для завозки грузов и вывоза руды не выделена. (...)

Организовать такую работу при отсутствии дороги и средств передвижения не представляется возможным.

Резолюция: Панфилову, Чеботареву

Еще раз предупреждаю, что работа эта должна быть (выполнена) безоговорочно немедленно.

28/IX- Кондриков (подпись)

[1, Д. 197Л. 258].

Т. Геберу Очень прошу форсировать отправку в Ленинград Красный Химик пирротин пачками 50 тонн 20 % - 22% (до) 25 % серы всего до 200 тонн.

Работа эта вне всякой очереди.

С приветом Кондриков (подпись) 11/X-33 г.

Резолюция: Тов. Панфилову. К исполнению 14/X-33. Гебер (подпись)

Резолюция: т. Константову. Через плановый сектор дать наряд заказ т. Соболеву. Вывоз и отправку поручить персонально т. Хлобутину.

14/X Панфилов (подпись)

[1, Д. 306. Л. 9].

Протокол Совецания при Управляющем Треста "Апатит" от 12-го ноября 1933 года.

(...) ПИРРОТИНЫ (Докл. т. т. Константов, Соболев, Родионов) (...)

Постановили:

а) Результаты работ считать удовлетворительными.

б) подтвердить ранее данную установку, что организация разработки всех вопросов, связанных с пирротиновой проблемой объединяются С.В. Константовым. (...)

д) Геолого-разведочные работы в Пирротиновом ущелье по окончании находящейся в проходке штольни, шурфов и скважин прекратить и впредь усиливать работы на Западном участке. (...) [1, Д. 290 Л. 15].

Начальнику Конторы Новпромапатит

Инж. Константова С.В.

РАПОРТ

В виду ответственности, возложенной на меня Управляющим Трестом и невозможности нести такую без наличия определенных условий для работы, прошу отдать распоряжение о том, что согласно устным директивам Управл. Трестом от 12/XI и его письменных резолюций на моем докладе от 16/IX поручено:

1. "Вести всю проработку вопроса / о пирротинах / от горной разведки, добычи, испытания и технологии переработки".

2. Что мне поручено заключать "необходимые соглашения с Испыт. Станцией, Механобром, ГИПХ-ом и другими институтами и заводами".

3. Что в связи с этим все работники по пирротиновой проблеме работают в указанных направлениях только по моим директивам с безоговорочным исполнением моих распоряжений с последующим донесением Вам.

4. Что все материалы, касающиеся пирротинов, прежде чем поступать кому либо должны проходить через мою визу.

В связи с краткостью намеченных для выполнения разных сроков, прошу отдать категорическое распоряжение о предоставлении теперь же для камеральной обработки комнату не менее 20 кв. м. оборудованную для размещения образцов и работы.

Считаю указанные выше условия совершенно обязательными для выполнения работы в указанном Управл. Трестом разрезе.

Проект распоряжения при сем.

17/XI-33

Константов (подпись)

[1, Д. 306. Л. 43].

Начальнику Управления

Отв. Руководителя Инж. КОНСТАНТОВА С.В.

Нач. партии СОБОЛЕВА И.И.

Докладная записка.

Как Вам известно, письменным распоряжением Управляющего Трестом В.И. КОНДРИКОВА в отношении пирротиновой проблемы поручено Инж. Константову С.В. "вести всю проработку вопроса от горной разведки, добычи, опробования, испытания и технологической проработки, заключать необходимые соглашения с Испыт. Станцией, Механобром и ГИПХОМ и другими Институтами и заводами".

В порядке выполнения указанного распоряжения Пирротиновой группой составлялись в начале каждого квартала 1934 г. надлежащие поквартальные планы.

В качестве основы, определяющей характер и объем работы все время подчеркивалась необходимость геологической съемки и поисков на всей площади свиты Имандра-Варзуга от г. Китчепаж на юго-востоке и ст. Имандра на сев.-западе с границами на северо-востоке Хибинский массив на юго-западе – площадь гнейсов.

Как в пояснительных записках к этим планам, так и в ряде отдельных докладных записок в качестве мотивировки такой именно постановки работы выдвигался ряд геологических соображений, говорящих о том,

1. что этой толще могут быть подчинены промышленные концентрации не только пирротинов, но и других сульфидов (меди, никеля, молибдена)

2. что с удалением от области контакта – мы вправе ожидать найти серно-колчеданное оруденение, а не пирротинное
3. что мы имеем основание встретить в этой толще и известковистые отложения
4. что имеющиеся данные делают вполне обоснованной постановку поисков промышленно ценных пачек углистых сланцев.

Все попытки получить достаточные средства для проверки этих предположений – были безуспешны, что может быть объяснено недостатком средств, но характерно то обстоятельство, что все указания на необходимость развертывания именно поисковых работ, даже в ущерб горноразведочным, игнорировались и наоборот, отдавались распоряжения их всемерно сокращать, сосредотачивая внимание на разведке зал. № 2, руды которой стоят на границе технологической возможности использования.

В результате такого понимания стоящих перед группой задач геологическая съемка, поведшая к открытию известняков, намечавшаяся группой, была осуществлена Ак. Наук.

Считая свою программу действий достаточно геологически обоснованной, Пирротинская группа, вопреки постановлению от 26/IX, по возможности развивала свои поисковые работы. В результате их мы имеем

1. открытие новой точки, лежащей в гораздо более благоприятных, по сравнению со всеми прежними, молибденового оруденения
2. открытие серноколчеданного оруденения в условиях, намечавшихся группой, причем самый характер оруденения представляется весьма обещающим
3. Открытие здесь же зоны значительного окварцевания, значение которого теперь еще неясно, но может быть достаточно серьезным, если окварцевание окажется связанным с появлением благородных металлов.

Эти результаты были достигнуты с количеством горнорабочих в 5-8 человек.

Полученные результаты, подтвердив предположения группы, значительно увеличили потенциальное значение района и сделали, казалось бы, совершенно необходимым самое серьезное и бережное к нему отношение.

Первым и основным проявлением такого отношения к вопросу для всякого мало мальски грамотного в отношении геологии человека было бы понимание абсолютной необходимости сосредоточить в руках группы, работающей в районе более года – всех без исключения геологических материалов по району.

Только при этом условии мыслимо скорейшее освоение района во всей сложности его геологии, а значит и скорейшее изучение района и его промышленная оценка.

Однако, вопреки здравому геологическому и организационному смыслу работа по изучению известняков поручается не группе, а вновь сформированной партии, во главе которой ставится лицо, не имеющее никакого представления о геологии вообще, и геологии зеленокаменной толщи в частности и совершенно не знакомое с геологич. материалами группы.

Такое решение мотивируется тем, что группа должна заниматься сульфидами и не ее дело изучать известняки – мотивировка, нелепость которой ясна каждому геологу и всякому хозяйственнику, понимающему нелепость создания двух организаций, изучающих один и тот же геологический комплекс (свиту Имандра-Варзуга).

Последние дни принесли, как сказано, открытие группой колчеданного оруденения в условиях, по видимому тождественных с указанными Н.И. Соустовым для района, где работает известняковая партия.

Это обстоятельство, делающее еще более очевидным необходимость сосредоточения в одной организации всех данных по району, имело своими последствиями совершенно неожиданный исход, известняковой партии поручается поставить поисковые работы на сульфиды, причем для фактического выполнения этой работы в район направляется техперсонал из пирротинской группы, чем непосредственно нарушается ее работа.

Считая, что это противоречит приведенному выше распоряжению Управляющего Трестом, а тем самым и интересам дела, мы вынуждены настаивать на нашем прежнем предложении – объединить все работы в районе зеленокаменной свиты в одной группе или, если руководство этой группы считается недостаточно для этого квалифицированным – сменить это руководство, но сохранить единственно правильный метод комплексного изучения единого геологического целого, включив в круг ведения разведочной группы все полезные ископаемые от сульфидов – со всеми их видами – до известняков и углистых сланцев.

Ответственный руководитель Константов (подпись)
Начальник партии: Соболев

9/XI-34 [1, Д.450 Л. 195].

Протокол совещания от 7 декабря 1934 г. при Управляющем треста “Апатит”

по докладу Нач. Управления “Новпромапатит” инженера Антонова. (...)

4. Отметить, что по разведкам пирротина на сегодня еще не имеется столь благоприятных со стороны качественных показателей данных, могущих служить основанием к созданию там сернокислотного завода, но учитывая, что в последнее время (ноябрь мес.) там вблизи от железной дороги обнаружены пириты, работы в этом месторождении необходимо продолжать. Сообразуясь с этими новыми геофизическими данными,

в 1935 году необходимо поставить широкие полевые работы геофизическими методами в районе всей свиты пород Имандра-Варзуга. [1, Д. 439 Л. 1-2].

Протокол совещания от 23 июня 1935 г. при Управляющем треста “Апатит”

(...) 2. Доклад тов. Соболева о разведочно-поисковых работах по пирротинам, известнякам (...).

Постановили: (...)

5. (...) иметь пирротины с содержанием серы не ниже 23 %

6. тов. Соболеву к 1-му июля предоставить отчет, подготовить весь материал и в июле мес. собрать совещание по пирротинам, пригласив на него консультантов, геологов и технологов. [1, Д. 439 Л. 3-4].

Протокол техсовещания 26 февраля 1935 г. при Директоре Рудоуправления

(...) Слушали: О плане работ ГРС на II и квартал 1935 г.

Постановили: 1. Бедные руды с содержанием 17-28% серы и в настоящее время не могут рассматриваться как объект использования, почему работы по залежи 2 закончить 15/III, опробовать и сдать подсчет запасов к 1/V-35 г.

2. Главным объектом работ Сектора поставить более богатые руды с содержанием серы 24% (...).

[1, Д. 440 Л. 8].

Протокол № 30 Совещания при Управляющем трестом “АПАТИТ” 21 ноября 1935 г.

(...) Постановили: (...) 7. По пирротину.

Отметить, что результаты работ в 35 г. по пирротинам еще не дали удовлетворительных результатов. В то же время считать необходимым проверить горными работами в районе ст. Апатиты данные, полученные в результате геофизической разведки, поскольку, по указанию т. Соболева имеются указания на присутствие пирита. [1, Д. 439 Л. 5-6].

В июне 1935 г. С.В. Константов и И.И. Соболев закончили отчет по разведке пирротиновых руд в контактовых зонах Хибин [2]. В его составлении также принимал участие М.Н. Джаксон – экономика геолого-разведочных работ, а также производство и использования серной кислоты, проф. П.Н. Чирвинский [3] – описание шлифов под микроскопом. Оба в недавнем прошлом заключенные-геологи, сотрудники Особого геологического бюро.

Автор приносит глубокую благодарность заведующей Кировским филиалом Государственного архива по Мурманской обл. М.Д. Петровой, сотрудникам архива С.М. Салимовой, В.М. Тарасюк, и всем сотрудникам КФ ГАМО за помощь в работе с архивными материалами.

Список литературы

1. Кировский филиал ГАМО. Ф. 179. Оп. 1.
2. Константов С.В., Соболев И.И., Суровцева О.В. и др. Отчет о разведке пирротиновых руд в Восточном и Западном районе Хибинских тундр в 1933-1935 гг. Кировск: Трест “Апатит”, 405 л.
3. Шпаченко А.К. П.Н. Чирвинский на Кольском полуострове (по архивным данным) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь, 2-3 февраля 2006 г. Пермь: Изд-во ПГУ, 2006. С. 3-14.

НЕКОТОРЫЕ ДОКУМЕНТЫ ИЗ АРХИВОВ

А.К. Шпаченко, Ю.Л. Войтеховский. Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты

Далее с краткими пояснениями публикуются редкие фотографии, обнаруженные в архивах. Они освещают кольский период в жизни замечательных геологов П.Н. Чирвинского и Г.И. Горецкого и будут интересны любителям истории освоения Кольского п-ова.



Фото сверху: П.Н. Чирвинский за микроскопом. На стене календарный лист (прочитывается: март, 31 день), и таблица минерального состава железных руд (прочитывается: магнетит, гематит, роговые обманки, кварц). На обороте надпись: “П.Н. Чирвинский на Кольской базе”. Музей Дома техники ОАО “Апатит”.



На Кольском п-ове П.Н. Чирвинский оказался в сентябре 1932 г., когда был переведен из Медвежьегорска в распоряжение Особого геологического бюро Мурманского окружного отдела ОГПУ. Петрографическим изучением железных руд П.Н. Чирвинский занимался с сентября 1932 г. по сентябрь 1933 г. (примерно), см. доклады в ноябре 1932 г. в Мурманске и сентябре 1933 г. в Хибиногорске. Можно предположить, что верхний снимок сделан в марте 1933 г. в Мурманске или, что более вероятно, в марте 1934 г. в Хибиногорске в Петрографическом кабинете, заведующим которым был П.Н. Чирвинский.

Фото в центре: П.Н. Чирвинский в Доме техники треста “Апатит” (?). Музей Дома техники ОАО “Апатит”.

Фото внизу: на обороте надпись: “Октября 1935 г. Берма у штольни № 2, молибденовый рудник, ф. Семенова. Проф. П.Н. Чирвинский и геолог Брач Петр Авг.” Музей Дома техники ОАО “Апатит”.



Осенью 1935 г. на горной станции Тьетта проходило заседание Третьего полярного совещания НИС, где П.Н. Чирвинский выступил с докладом о полезных ископаемых Кольского п-ова. Нижний снимок мог быть сделан во время посещения рудника участниками совещания.

О Молибденитовом руднике в Хибинах см. статью: Красоткин И.С., Войтеховский Ю.Л., Лесков А.Л., Худобина В.С. Заброшенный молибденитовый рудник Тахтарвумчорр // Минералогия во всем пространстве сего слова. Тр. II Ферсмановской научн. сессии КО РМО, посв. 140-летию со дня рожд. В. Рамзая. Апатиты, 18-19 апр. 2005 г. Апатиты: Изд-во К & М, 2005. С. 10-14.



Фото сверху: Каменные глыбы в конце отложений снежного обвала. На снимке проф. П.Н. Чирвинский, предположительно, время съемки начало лета 1937 г. Фото № 59 из отчёта: Херувимова Н.Л., Сементовская З.С., Машир Г.В., Успенский В.П., Бертольд Эм. Геоморфологическое исследование бассейна оз. Б. Вудьявр в Хибинских тундрах. Отчет Геоморфологической группы снежолавинной службы за 1938 г. Кировск, 1939 г. СГХК "Апатит". 120 с. (ФГАМО, Оп. 11, Ф. 179, ед. хр. 41). Музей Дома техники ОАО "Апатит".



Фото в центре: надпись на обороте "Чирвинский и техник Лысый на отложениях лавины, сошедшей 22.12.1936 г. 23-й км, склон г. Айкуавенчорр, лето 1937 г." Музей Дома техники ОАО "Апатит".

Самая большая лавина сошла здесь же спустя 63 года, 25.02.1999 г.". Непосредственно вниз по склону от этого места находились ловчорритовая и сфеновая обогатительные фабрики (ныне – развалены), для предохранения которых от лавин была создана каменная дамба. См. статью: Войтеховский Ю.Л., Красоткин И.С., Лесков А.Л. Технологические сталактиты ловчорритовой и сфеновой обогатительных фабрик горно-химического треста "Апатит" // Минералогия во всем пространстве сего слова. Тр. I Ферсмановской научн. сессии КО РМО, посв. 120-летию со дня рожд. А.Е. Ферсмана и А.Н. Лабунцова. Апатиты, 22-23 апр. 2004 г. Апатиты: Изд-во К & М, 2004. С. 95-98.

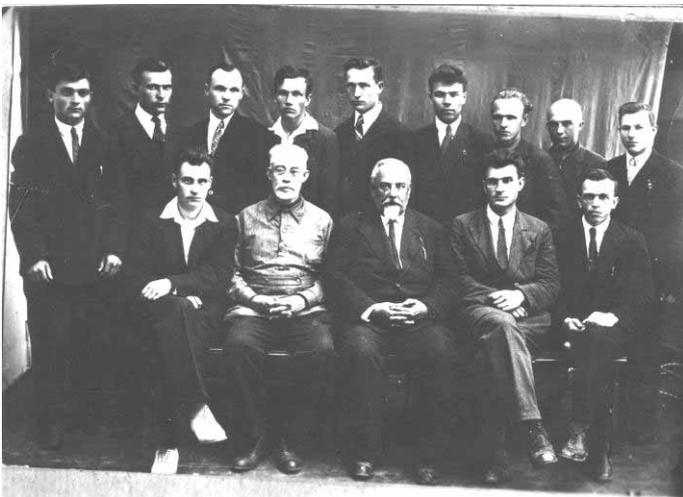


Фото внизу: Геологи-выпускники КГХТ треста "Апатит" 1937 г. Верхний ряд: Хуторков Д.П., Сиволобчик А.С., Савченков Н.И., Ламбакахар И.М., Лысый И.А., Осока Д.П., Евлагнев В.А., Кучер В.А., Зенькович В.П. Нижний ряд: Вяхи Н.А., Чирвинский П.Н., Котульский В.К., Голуб Ю.Б., Иванов Н.Г. Фонды Историко-краеведческого музея с мемориалом С.М. Кирова, г. Кировск.

О П.Н. Чирвинском и его работах на Кольском п-ове см. работы: Шпаченко А.К. Нордическая фаза

Петра Николаевича Чирвинского // Минералогия во всем пространстве сего слова. Тр. II Ферсмановской научной сессии КО РМО, посв. 140-летию со дня рожд. В. Рамзая. Апатиты, 18-19 апреля 2005 г. Апатиты: Изд-во К & М, 2005. С. 27-30; Шпаченко А.К. П.Н. Чирвинский на Кольском полуострове (по архивным данным) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь, 2-3 февраля 2006 г. Пермь: Изд-во ПГУ, 2006. С. 3-14. О репрессированном проф. В.К. Котульском см. работу: Новичков А.А. Из мончегорской летописи. Жертвы репрессий. Мончегорск, 2000. 43 с. Техник-гелог Иван Мартынович Ламбакахар (1914-1937), коллектор Южно-Мончегорской геологоразведочной партии, был арестован 9 августа 1937 г. Особой тройкой УНКВД ЛО 3 сентября 1937 г. приговорен по ст. 58-10 УК РСФСР к высшей мере наказания. Расстрелян в Ленинграде 9 сентября 1937 г. Реабилитирован 5.05.1989 г. Прокуратурой Мурманской обл. См.: Книга памяти: поименный список репрессированных жителей Кольского п-ова, а также иностранных граждан, проживавших в Мурманской обл. / Администрация Мурманской обл., Управление ФСБ России по Мурманской обл., Мурманское региональное историко-просветительское об-во "Мемориал"; Редколлегия: Гурьев Г.А. (общ. ред. и предисл.) и др. Сост.: Дашинский С.Н., Воронин В.В. и Нечушкин В.А. Мурманск, 1997. 410 с.



П.Н. Чирвинский на прогулке с дочерью Ольгой и сыном Николаем. Кировск, р. Белая. Год и автор неизвестны. Материалы Музея истории изучения и освоения Европейского Севера, Центр Гуманитарных проблем Баренцрегиона, КНЦ РАН. Апатиты. НВФ 74. Принято в дар от Г.И. Горецкого 28.02.1974 г.

В своих воспоминаниях сын П.Н. Чирвинского Николай писал: “В первой половине сентября 1933 г. я, одиннадцатилетний мальчик, был в числе пассажиров вагона, влекомого “кукушкой” со ст. Апатиты в г. Хибиногорск. Я испытывал чувство тревоги и даже страха, особенно когда наш рабочий поезд подошел к громаде горы Вудъяврчорр, наполовину скрытой серой полосой тумана. Перед одним ее краем шумела загаженная

нефелиновыми хвостами р. Белая, а впереди виднелся кусочек безжизненного оз. Вудъявр. Через 2-3 минуты поезд остановился, посветлело и я вместе с толпой пошел к вокзалу, то бишь бараку с высоким крыльцом. На крыльце стоял мой папа. На нем были серые в полоску брюки х/б, солдатские ботинки (будучи в армии, мы их звали гд), военная гимнастерка, летнее пальто времен 17 года и фетровая шляпа вида весьма потрепанного. Однако она была внешним индексом на принадлежность к “социально опасным” элементам. Папа отвел меня домой в барак по ул. Обогадительной 7, комната 11. По дороге удивило отсутствие дворов в моем Новочеркасском представлении: лагерную планировку я видел впервые. Она была хорошо выражена местами на 19 км. Поразила апатитовая пыль, особенно “посеребрившая” ели в скверике тогдашнего центра города.

В бараке на Обогадительной жили симпатичные люди – преподаватели горно-химического техникума, в котором подрабатывал и мой папа: основная работа была в тресте (затем комбинате) “АПАТИТ”.

Из постоянных жителей (всего 11 комнат) здесь проживали семьи: Свидерские, Верховские, Константиновы (геологи), Вайсберги, Хайкины, холостяк Иванов. Остальные четыре комнаты занимали “гастролеры” и даже студенты ГХТ...

По этому адресу я прожил с родителями до осени 1940 г.” (Чирвинский Н.П. Хибиногорск в моей памяти. 1931-1933. Фонды Историко-краеведческого музея с мемориалом С.М. Кирова, г. Кировск).

Отзыв о Геологе. Гаврил Иванович Горецкий ¹

С т. Горецким я имел случай познакомиться ² и работать на Беломорско-Балтийском строительстве в 1932 г. Я равно и он были заключенными в этом лагере, работали в одном и том же отделе именно бюро изысканий топографических и геологических. Гаврил Иванович, насколько знаю, был аспирантом Белорусской Академии наук по кафедре - [геологии] ³ - географии, хорошо однако знаком не только с географией ⁴, геоморфологией, но также изучал и особенно начал это делать во время работ по каналу, геологию. Он был ранее членом партии ВКП /б/, осужден по ст. 58. Это неутомимый, живой, крайне энергичный полевой и кабинетный работник. Он очень много проводил времени в полевых работах по каналу, по изучению геологии его, съемке, составлению карт, вел гидрогеологические наблюдения, прекрасно изучил ледниковые отложения Карелии, неоднократно премировался как ударник, был заносим в красную ⁵ книгу строительства и лагеря, получил большие скидки со срока. Ему обязаны открытием ряда интересных палеолитических стоянок первобытного человека, изучением гидрологических свойств грунтов, он не раз заменял начальника геологической части во время его отъездов. Сейчас строительство окончено. Вчера я встретил случайно одну его знакомую, видевшую его не так давно – оказывается, что он еще там. В ближайшее время он может быть отослан на новое строительство на Дальний Восток. Когда я еще был в Мурманске, я получил от него письмо, в котором он писал мне, что с “удовольствием бы работал на севере среди кристаллических и четвертичных пород, с которыми он имел дело в Карелии”. Я полагаю, что Горецкий был бы очень ценным работником в Хибиногорске или Кандалакше, если бы его сюда можно было вытребовать. Если конечно решать это делать, то надо требовать очень быстро, может по телеграфу, ибо ⁶ иначе будет поздно – он попадет в другое место. Работа по инженерной геологии ⁷ и гидрогеологии важна здесь, тут нужен человек не только знающий ледниковые отложения и север вообще, но молодой / Горецкому вероятно не более 30-35 лет / крепкий, энергичный, умеющий требовать и с ⁸ себя и с других работы. В этом отношении я за Горецкого ⁹ ручаюсь. Он знает очень хорошо картографическое ¹⁰ дело, геологическую съемку. Справится на разведках ископаемых. ¹¹

П. Чирвинский

9 августа 1933

См. оборот 12

(подпись)

Адрес Горецкого ¹³: Медвежья ¹⁴ гора Мурм. ж.д. Белбалтлаг

Гавриил Иванович Горецкий. Геолог. Жил он там до посл. времени в лагере номер 4, сводная рота, барак номер 8 / это там же где помещается Управление лагерями Беломорскобалтийского ¹⁵ строительства /.

Источник: ФГОУ “ГАМО” в г. Кировске. Фонд 179, дело 309, опись 1, лист. 43. Текст приводится с максимальным приближением к оригиналу в части пунктуации и орфографии. В тексте пропущены некоторые знаки препинания, обороты имеют речевой характер, встречаются опечатки и исправления при том, что корректура напечатанного в целом минимальна. Это может свидетельствовать о том, что текст печатался в условиях сильного недостатка времени (срочно!). Первая, основная часть письма заканчивается допечаткой “См. оборот”, на обороте листа допечатан адрес.

Примечания: ¹ В оригинале: “Отзыв о Геологе Гаврил Иванович Горецком”. В имени Гаврил – вместо “р” – “г” – опечатка не исправлена; в отчестве “И” вписано от руки П.Н. Чирвинским; в фамилии первоначально напечатано “Горенкий”, затем на машинке сразу же исправлено на “Горецком”; ² В оригинале – “познакомится” – опечатка не исправлена; ³ В оригинале – “геологии” зачеркнуто; ⁴ В оригинале – “гелографию” – опечатка не исправлена; ⁵ В оригинале – “заножим в краную” – опечатки не исправлены; ⁶ В оригинале “иао” – исправлено П.Н. Чирвинским на “ибо”; ⁷ “геологии” – дописано П.Н. Чирвинским; ⁸ “с” вписано от руки П.Н. Чирвинским; ⁹ В оригинале “горецкого”, исправлено П.Н. Чирвинским; ¹⁰ В оригинале – “каротографическое” – опечатка не исправлена; ¹¹ Предложение дописано П.Н. Чирвинским; ¹² Так в оригинале; ¹³ В оригинале – “Горекого” – “ц” пропущено; ¹⁴ В оригинале – “Медвежья” – опечатка не исправлена; ¹⁵ В оригинале “Белбаморскобалтийского” (“Белба...” – по ходу диктовки исправлено на “Беломорскобалтийского”).

Об истории взаимоотношений П.Н. Чирвинского и Г.И. Горецкого см.: Горецкий Г.И. Воспоминания о П.Н. Чирвинском // Літасфера (Минск). 2003. № 1(18). С. 150-154.

ГЕОЛОГИ ШИРОКШИНЫ, ЧАЙКОВСКИЕ И ДРУГИЕ

А.К. Шпаченко¹, В.В. Мандрыгин²

¹Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, ²Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

В ходе розыска материалов о выпускниках Санкт-Петербургского Горного института, чья деятельность была связана с Кольским п-вом, благодаря современным возможностям интернета, одному из авторов (АШ) удалось ознакомиться с интересным текстом. Это “Дополнение к родословной великого композитора П.И. Чайковского”, выдержки из которого ниже и приводятся: “Две дочери П.Ф. Чайковского, тетки композитора, жили в Ижевском Заводе. Екатерина в 1805 г. вышла замуж за помощника управляющего Ижевской заводской конторы поручика В.П. Широкина, а Александра – в 1810 г. за титулярного советника И.Ф. Евреинова. Дома их находились в Нагорной части поселка на ул. Куренной (ныне ул. Красная). Последний из сыновей городничего Чайковского Илья, отец композитора, после окончания Вятского двухклассного училища тринадцатилетним мальчиком был отдан на Ижевский завод, где стал постигать азы заводского дела. Сначала он работал копиистом под непосредственным руководством начальника Гороблагодатских и Камских заводов А.Ф. Дерябина. ... В мае 1810 г. в поселке случился большой пожар, уничтоживший почти все дома в Нагорной части. В списках погорельцев числятся Широкины и Евреиновы. Из документов следует, что после пожара семья Широких, а с ними и Илья Петрович (ему было в то время пятнадцать лет) переехала в Воткинск. Сохранились документы, подтверждающие, что Илья Петрович работал на Воткинском заводе до своего отъезда летом 1811 г. в Петербург в Горный кадетский корпус” [11]. В 1817 г. он окончил Горный кадетский корпус в Петербурге, после чего служил в Департаменте горных и соляных дел. После шестилетнего пребывания на Онежских соляных промыслах получил в начале 1837 г. назначение на пост начальника Камско-Воткинского горного округа и приехал на Воткинский завод. После 1848 г. Илья Петрович три года служил управляющим частными заводами в Алапаевске Пермской губернии, затем вышел в отставку, а в 1858 г. был назначен директором Технологического института в Петербурге. В 1861 г. И.П. Чайковский был награжден орденом Св. Владимира 3 степени. Умер в Петербурге в 1880 г. [13]. Его старшие сыновья – Николай и Петр должны были учиться в Институте Корпуса горных инженеров, но поступил туда в 1848 г. и закончил его в 1858 г. лишь Николай, а Петра из-за болезни в Горный родители не определили. Россия не получила еще одного горного инженера, но получила великого композитора [8].

Казалось бы, какое отношение может иметь обер-берг-гауптман 4 класса (генерал-майор) И.П. Чайковский к Кольскому полуострову? В общем, никакого. Но из родственных связей Чайковских – Широких следует, что композитор П.И. Чайковский и горный инженер Н.В. Широкий были двоюродными братьями. И вот благодаря Николаю фамилия Широких навечно вписана в историю изучения Кольского п-ова. Геологическое изучение Кольского п-ова, по документальным свидетельствам, началось с экспедиций Ф.П. Литке 1821-24 гг. Основной задачей этих морских плаваний было картографическое изучение Мурманского побережья с целью отыскания удобных бухт и мест стоянки военных судов. Собственно геологическое изучение заключалось в краткой характеристике пород, слагающих побережье в местах наблюдений. Вторым в нашей истории оказался геогностический обзор берегов Кандалакшской губы и Белого моря до г. Кеми в Архангельской губернии, выполненный капитаном Корпуса горных инженеров Н.В. Широкиным [14]. Подчеркнем, что данное описание стало формально вторым, а по сути – это первое геологическое описание Кольского побережья, и что особенно важно, внутренних районов полуострова, выполненное геологом по распоряжению Горного департамента. Кто он, Николай Васильевич Широкий?

В фондах Центрального государственного архива Удмуртии сохранились некоторые документы, проливающие свет на историю жизни этого человека. Прежде всего, это запись в метрической книге Преображенского собора г. Глазова о бракосочетании поручика В.П. Широкина с дочерью городничего Чайковского Екатериной 21 мая 1805 г.: “Мая 21. Государственного Ижевского завода поручик Василий Парфенов сын Широкий глазовского городничего Петра Чайковского с дочерью его девицей Катериной, оба первым браком. Бракосочетал протоирей Афанасий. При бракосочетании были все” [2]. А также запись 25 октября 1808 г. в метрической книге Пророко-Ильинской церкви Ижевского завода о рождении сына у Василия и Екатерины Широких: “У шихтмейстера Василья Парфенова Широкина – сын Николай. Восприемник – обер-гитман Андрей Федоров Дерябин. Молитвословил и крестил протоирей Захарий, при крещении был пономарь Стефанов” [2]. Примечательно, что крестным отцом Николая Широкина стал А.Ф. Дерябин, в то время начальник Гороблагодатских и Камских заводов, а в 1811-1817 гг. – директор Департамента горных и соляных дел, а также директор Горного кадетского корпуса [7].

Для детей горных специалистов была прямая дорога в Горный кадетский корпус, успешное окончание которого обеспечивало приобщение к элите российского общества в буквальном смысле этого слова. Чин по табели о рангах, начиная с 14 класса, давал право на личное дворянство, начиная с 8 класса (военный чин – с 12 класса) – на потомственное дворянство. Лица, окончившие курс в период Горного училища (1776-1804 гг.) в соответствии с Уставом 1774 г. выпускались “к действительной службе в Горном Корпусе в шихтмейстеры”, т.е. государственными служащими 13 и 14 класса, а в исключительных случаях и берг-гешворенами 12 класса. Т.е., окончание училища означало обретение личного дворянства [9]. Николай Широкий окончил Горный кадетский корпус в 1827 г. пятым по успешности из девятнадцати выпускников и был выпущен практикантом.

В 1804-1833 гг. (период существования Горного института в статусе Горного кадетского корпуса) оканчивающие курс выпускались “не прямо в действительную службу с офицерскими чинами, как было прежде, но в звании практикантов, в коем должны они оставаться два года, употребляя сие время на осматривание горных заводов и рудников и на приучение себя к служебному порядку”. “В течение этого срока они обязаны были представить составленное ими описание горных и заводских устройств и сим только средством могут они открыть себе путь к получению офицерских чинов”. Иными словами, в этот период существовала своеобразная двухлетняя преддипломная практика, с офицерским патентом после ее успешного завершения [9]. Через два года Горный корпус закончил его брат Петр Широшкин, который учился вместе с братьями Карпинскими. Один из них был Михаил, а другой Петр. Михаил Карпинский – дед А.П. Карпинского, выдающегося геолога, впоследствии – Директора Геологического комитета, академика и Президента Академии наук СССР, председателя Российского минералогического общества.

Имеет смысл привести “Табель о рангах”, чтобы понять, что отец и сын Широшкины благодаря своему достойному труду достигли потомственного дворянства (8 класса).

Горные, военные и статские чины в России, XVIII в. – первая половина XIX в. (регламент действовал до 1867 г.)

Классы Табели о рангах 1722 г.	Военные чины (регламент 1798 г.)	Статские чины (регламент 1722 г.)	Горные чины (введены в 1763 г.)
1	Фельдмаршал	Канцлер	-
2	Генерал-аншеф	Действительный тайный советник	-
3	Генерал-лейтенант	Тайный советник	-
4	Генерал-майор	Действительный статский советник	Обер-берг-гауптман
5	Бригадир	Статский советник	Обер-берг-гауптман
6	Полковник	Коллежский советник	Берг-гауптман
7	Подполковник	Надворный советник	Обер-бергмейстер
8	Майор	Коллежский асессор	Бергмейстер, Обер-гиттенфервальтер
9	Капитан, ротмистр	Титулярный советник	Маркшейдер
10	Штабс-капитан		Гиттенфервальтер
11	Штаб-ротмистр	Коллежский секретарь	Обер-берг-пробирер
12	Поручик	Сенатский секретарь	Берг-гешворен
13	Подпоручик	Губернский секретарь	Шихтмейстер
14	Прапорщик, корнет	Коллежский регистратор	Шихтмейстер

Из “Формулярных списков”¹ о 22 чиновниках, Унтершихтмейстерах и прочаго звания за 1840 г. по Миасскому заводу:

Сын Обер Гиттенфервалтера 8 класса. Майор Николай Васильевич Широшкин, 31 год, кавалер ордена Св. Анны, православного исповедания. Из воспитанников Петербургского кадетского корпуса.

Бергтвореном 12 класса тысяча восемьсот двадцать седьмого года генваря первого имея тогда от роду двадцать лет. 1827 генварь 1 с определением на Луганский литейный завод.

Произведен Гиттенфервалтером 10 класса 12 ноября 1830 г. с оставлением при настоящей должности.

Определен в штат Онежского Соляного правления Управителем Леденского солотоваренного завода 10 марта 1832 г.

Произведен Маркшейдером 9 класса 1833 декабря 28, с оставлением на прежней должности.

Переименован в горные инженер капитаны 1834 апреля 20 с оставлением на прежней должности.

Переведен на Уральские горные заводы 1834 декабря 31.

Определен старшим Бергмейстером Екатеринбургских золотых промыслов 1836 марта 27.

Определен Управляющим Екатеринбургских золотых промыслов 1836 февраля 18.

Произведен майором 1837 августа, в той же должности.

Поступил Управляющим Миасским заводом и золотыми промыслами 1839 июля 1.

В походах не был, особых поручений по Высочайшему повелению не имел, по распоряжению своего начальства был:

1. С 15 мая 1829 г. по 2 октября 1830 г. двукратно командирован из Симбирской губернии в г. Сызрань для произведения в окрестности онаго геогностических исследований и горных разведок для отыскания каменного угля и других полезных ископаемых.

2. С 1 декабря 1830 по 1 августа 1831 г. был в Сибирских заводах для приема и отправки в Луганский завод чугуна.

3. С 2 июня 1834 г. командирован для геогностического обзора берегов Белого моря.

4. С 5 по 29 декабря 1835 г. управлял Екатеринбургской фабрикой и Горноштатским мраморным заводом.

¹ Текст документа приводится в соответствии с орфографией и пунктуацией оригинала. Списки начинаются с Н.В. Широшкина. Прим. В.В. Мандрыгина.

Все означенные поручения исполнял с Уставом и точностью и за последние пожалован Бриллиантовым перстнем в феврале 1836 г. Награжден орденом Св. Анны 3 ст. 3 числа августа 1838 г.

От Управляющего департамента горных и соляных дел, обозревавшего по Высочайшему повелению Луганский завод, изъявлена в чин прочих *благодарность* за ревностное старание и исполнение своих обязанностей 1830 г. августа 17.

Закон Божий; физику, минералогию; дифференциальным и интегральным исчислениям; химии; механике; геодезии; статистике, судопроизводству; геогнозии; маркшейдерскому, горному и пробирному искусствам; Российскую, немецкую и французскую словесность, Архитектуру, Артиллерию, рисованию и танцованию знает.

В штрафах по суду и без суда не был. Высочайшим замечаниям и выговорам не подвергался. Холост. Все отчеты предоставлял вовремя. В неприличном поведении оглашаем и избобличаем не был. Слабым в отправлении обязанностей службы замечен не был и неисправностей между подчиненными не допускал” [10].

Что еще известно о работах Н.В. Широкина? В командировках 1829-1830 гг. Широкин вместе с Гурьевым изучали правый берег Волги от Самары и далее до самых границ Симбирской губернии. Особое внимание привлекло Кашпирское сланцевое месторождение неподалеку от Сызрани, о чем они писали в Горном журнале (1830): “В случае нужды сей шифер мог бы быть разрабатываем для отопки печей или для употребления на пароходах...”. “К ним никто тоже, конечно же, не прислушался; как и во времена Палласа, добычей сланца не заинтересовался ни один промышленник” [3]. На территории национального парка “Самарская Лука”, в карьере промкомбината в пос. Яблоневый овраг Жигулевского р-на вскрыт разрез, предлагаемый в качестве гипостратотипа гжельского яруса, стратотипа границы каменноугольной и пермской систем и стратотипа фузулинидовых зон гжельского яруса. Относящиеся ныне к верхнему карбону и нижней перми карбонатные породы Самарской Луки впервые были описаны П.С. Палласом (1773 г.) и И. Лепехиным (1795 г.). В дальнейшем изучением стратиграфии этих отложений занимались Широкин и Гурьев (1830 г.), Р. Мурчисон (1841, 1845, 1849)...” [1]. “Здесь же на Урале был обнаружен и самый большой в нашей стране самородок золота весом около 36 кг. Нашел его в 1842 г. в бассейне р. Миасс мастеровой Миасского завода Никифор Сюткин. В Петербурге, куда вскоре была доставлена находка, она вызвала настоящий переполох. Шутка ли – крупнейший самородок России! (знаменитый “Золотой треугольник”, в настоящее время в Алмазном фонде России. Прим. авт.). Смотритель прииска штабс-капитан Шуман был награжден орденом Станислава, управляющий промыслами майор Широкин – годовым окладом жалованья” [6]. Ну, а главный виновник торжества, мастеровой Сюткин получил 1266 руб. 60 коп. ассигнациями, пропил их и умер в нищете.

Но вернемся к работе Н.В. Широкина на Кольском п-ове. В июле-сентябре 1834 г. капитан Широкин производит геологическое описание берега Белого моря от Кандалакшской губы до г. Кемь. Вероятно, плавание началось из Архангельска, после чего экспедиция двинулась по побережью, с востока на запад, затем на север, по Кандалакшскому тракту и обратно. Очевидная цель поездки – произвести ревизию старых данных о полезных ископаемых о-вов Кандалакшского залива (серебро о-ва Медвежий, аметисты мыса Корабль и др.), а также, по возможности, обнаружить предпосылки для возможного в будущем отыскания полезных ископаемых. Широкин сделал первое геологическое описание месторождения аметиста на Терском берегу. Отметил высокое качество и количество аметиста в “железистом зернистом кварце” и рекомендовал организовать “...особую разведку для отыскания ценных кристаллов его...”. Причем отметил, что затраты на разведку покрылись бы попутно добытыми кристаллами аметиста. На Турьем мысу Н.В. Широкин описывает непонятные ему породы: “Плотный весьма кварцевый известняк, черного цвета; он обнажается на берегу морском на среднем расстоянии между селениями Умбой и Кузрейкой, составляя высокую гору, называемую Турьей...”

Что здесь интересно? Это первое описание щелочных (нефелин-пироксеновых пород) на полуострове! После Н.В. Широкина в 1840 г. здесь же побывал В. Бётлинг и также не разобрался в этих породах. Гораздо позже нефелин-пироксеновые породы были описаны В. Рамзаем в Финляндии, на массиве Иивара, где и получили свое название “ийолит”. Микроскопический метод изучения горных пород пришел в России лишь в конце XIX в. И только после этого Е.С. Федоров, великий российский кристаллограф, работавший на островах и побережье Кандалакшского залива в 1891 г. и 1903 г., верно диагностировал эти породы. Более того, ему принадлежит провидческая оценка будущего промышленного использования апатита и нефелина, которые он установил и проанализировал в породах Турьего п-ова [12]. Посетив многие острова залива, Широкин обнаружил “признаки” серебро-свинцовых руд, кроме известных разработок на о-ве Медвежем, на о-вах Горелом, Хедострове, Седловатом и вблизи с. Умба в Порьей губе. Им выполнено первое геологическое описание пород (гранитов, пегматитовых жил, гнейсов, слюдяных сланцев) северного побережья Белого моря и Кандалакшского залива (в окрестностях с. Умба, гор Соколей и Крестовой, оз. Имандра, в Гридиной губе, Ковде, на побережье между реками Умба и Кузрейка).

В описании древних кристаллических пород Кольского п-ова он использует метафору “Череп земли”, подчеркивая древность пород. Им также сделано первое геологическое описание Хибинского массива: рогово-обманковый гранит составляет “Хибинские тундры, господствующие по высоте своей над всеми горами обследованного пространства”. В “Хибинских тундрах падение пород от 50 до 70 °, и нередко отвесное”. “Хибинские тундры – горы крутые и высокие” (вершины их достичь он не пытался, поскольку, чтобы их достичь “...нужно было употребить довольно времени и усилий”). “Хибинские тундры покрыты вечным снегом...” (не смог определить высоту гор ввиду отсутствия барометра, но, судя по высотной отметке границы вечных снегов в Норвегии на уровне 1060 м, предположил такую же высоту и Хибин (гор оз. Имандра). Следует отметить, что его

ошибка в определении высоты Хибин мала – на современных картах высшая точка Хибин – 1200,6 м (против 1060 по Широшкину). “Горы Кандаляжскія и Хибинны тундры, состоящие главнейшее из пород амфиболитовых, с малым участием гранито-гнейса, как-бы им подчиненного, представляют формацию гранито-сиенитовую”. Очевидно, петрографические характеристики пород, данные Широшкиным, с точки зрения современного исследователя не во всем верны, но не следует это ставить ему в вину. Судя по карте, составленной им, он поднялся на север вдоль Имандры на 24 версты. 10 сентября выпал глубокий снег, пришлось возвращаться [14].

К сожалению, результаты “геогностического обзора” берегов Канлаксхой губы и Белого моря, выполненного Н.В. Широшкиным, не возбудили в Горном департаменте интереса к “дикой Лапландии”. Выполнив свою работу, Н.В. Широшкин вернулся на Урал, а главные геологические открытия на полуострове состоялись гораздо позже. Как показали последующее десятилетия, открытие горных богатств полуострова потребовало колоссальных усилий и средств. И были они уже связаны с работами экспедиций В. Рамзая [4, 15] и А.Е. Ферсмана [5]. Судя по генеалогическому древу семьи Чайковских, составленному, вероятно, Модестом Ильичем Чайковским, у Николая Широшкина и его брата Петра было потомство. Возможно, именно на Урале живут потомки этой славной геологической фамилии.

Список литературы

1. Геологические памятники природы России. М.: Изд-во “Лориен”, 1998. 200 с.
2. http://vladsc.narod.ru/library/geo_pam/gp30_sam.htm.
3. Документы к родословной П.И. Чайковского. Фонды ЦГА Удмуртской республики // <http://gasur.narod.ru/cga/index.htm>.
4. Ерофеев В.В. Открытие подземных кладовых: Горючий камень // Самарский краевед: Историко-краеведческий сб. Куйбышев: Куйбышевское кн. изд-во, 1990. С. 317-323.
5. Дюжилов С.А. Кольская эпопея В. Рамзая // Минералогия во всем пространстве сего слова. Тр. II Ферсмановской научн. сессии КО РМО, посв. 140-летию со дня рожд. В. Рамзая. Апатиты, 18-19 апр. 2005 г. Апатиты: Изд-во К & М, 2005. С. 8.
6. Ферсман А.Е. (Ред.) За полярным кругом. Работы Академии наук на Кольском п-ове за годы советской власти. 1920-1932 гг. Л.: АН СССР, 1932. 82 с.
7. Золото // <http://chemistry.narod.ru/tablici/Elementi/AU/AU.HTM>.
8. Лоранский А. Исторический очерк Горного института // Научно-исторический сборник, изданный Горным институтом ко дню его столетнего юбилея. СПб.: Типогр. Академии наук, 1873. С. 1-166.
9. Майбурова Е., Городилина В. Алапаевская увертюра // <http://magazines.russ.ru/ural/2003/6/alap.html>.
10. Степанов В.А., Смыслов А.А., Козлов А.В. Роль ученых и выпускников Горного института в создании минерально-сырьевой базы и развития регионов России. Отчет по НИР. ЕЗН № 1.14.00Д. СПб.: СПбГИ / ТУ, 2000. 50 с. Фонды СПГИ/ТУ.
11. Формулярные списки о 22 чиновниках, унтершхтмейстерах и прочаго звания за 1840 г. по Миасскому заводу. Златоустовский архив Объединенного государственного архива Челябинской обл. Ф. 69, оп. 42, д. 30.
12. Пушкарева Н.Г. Дополнение к родословной // Памятники Отечества. 1995. №№ 1-2. С. 143.
13. Федоров Е.С. Белое море как источник материала для сельскохозяйственной культуры // Изв. Моск. сельскохоз. ин-та. Кн. 1. 1908. С. 94-97.
14. Чайковский Илья Петрович // <http://promtest.udmweb.ru/index.php?template=members&l=Ч&id=41>.
15. Широшкин Н.В. Геогностический обзор берегов Кандаляжской губы и Белого моря до г. Кеми в Архангельской губернии // Горный журнал. Ч. 1. Кн. 3. СПб, 1835. С. 397-427.
16. Шпаченко А.К. Маршруты экспедиций В. Рамзая в Хибинский массив 1891 и 1892 гг. // Минералогия во всем пространстве сего слова. Тр. II Ферсмановской научной сессии КО РМО, посв. 140-летию со дня рожд. В. Рамзая. Апатиты, 18-19 апр. 2005 г. Апатиты: Изд-во К & М, 2005. С. 21-24.



Минералогия и кристаллография



ОСОБЕННОСТИ ОКРАСКИ И РЕНТГЕНОЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ БЛАГОРОДНОЙ ШПИНЕЛИ

Н.Н. Борозновская, С.И. Коноваленко. Томский государственный университет, г. Томск

Люминесцентная спектроскопия и особенности окраски шпинели привлекают внимание тем, что они отражают кристаллохимические особенности минерала. Главный фактор, определяющий вероятность соответствующих излучательных переходов и их положение в спектральном диапазоне длин волн – это локальная симметрия центрального иона [2, 6]. Нарушение структуры вокруг примесных дефектов приводит к отклонению от идеальных параметров решетки, следствием чего могут быть деформации и снижение симметрии координационных полиэдров (в частности, тригональное искажение октаэдрических позиций). В люминесценции это выражается в появлении дополнительных полос излучения и в их смещении по спектру в зависимости от влияния преобразованного локального кристаллического поля. Целью работы является изучение возможностей оптической спектроскопии, включая рентгенолюминесцентную (РЛ) для интерпретации кристаллохимических особенностей благородной шпинели из разных минералогических ассоциаций проявлений Юго-Западного Памира.

Этот регион относится к тем, где проявления фиолетовой, розовой и красной благородной шпинели распространены очень широко. Они встречаются в кальцифирах и магнезиальных скарнах жесткого выступа фундамента архей-протерозойского возраста. Большая часть этих проявлений имеет лишь минералогическое значение. Но среди них есть всемирно известные объекты, такие как месторождение Кухилал, промышленная обработка которого насчитывает уже не одну сотню лет [3]. В конце XX в. на Юго-Западном Памире выявлены новые перспективные проявления благородной шпинели: Горонское в бассейне одноименной реки [4], Ямчинское на южных склонах Ваханского хребта [1] и др. Отобранная для исследования шпинель по своему химическому составу соответствует почти чистой магнезиальной разновидности с небольшой примесью Fe^{2+} , Ti , Mn и Cr^{3+} . Выделены следующие разновидности (определение химического состава выполнено на электронном микроскопе JSM-920, на основе чего произведен расчет кристаллохимических формул):

№1 – фиолетовая шпинель Горонского проявления из ассоциации с клинохлором и клиногумитом – $(Mg_{0,943}Fe^{2+}_{0,049}Mn_{0,001})_{0,993}(Al_{2,002}Ti_{0,002})_{2,004}O_{3,998}$;

№2 – фиолетово-розовая шпинель из доломитов Ляджвардаринского месторождения лазурита – $(Mg_{0,963}Fe^{2+}_{0,043}Mn_{0,002})_{1,008}(Al_{1,992}O_{3,996})$;

№3 – розовая шпинель из кальцифиров р. Горон в ассоциации с клиногумитом – $(Mg_{1,004}Fe^{2+}_{0,007})_{1,011}(Al_{1,978}Cr_{0,011})_{1,988}O_{3,998}$;

№4 – красная шпинель из форстеритовых скарнов – $(Mg_{1,007}Fe^{2+}_{0,007})_{1,014}(Al_{1,953}Cr_{0,032}Ti_{0,001})_{1,986}O_{3,992}$

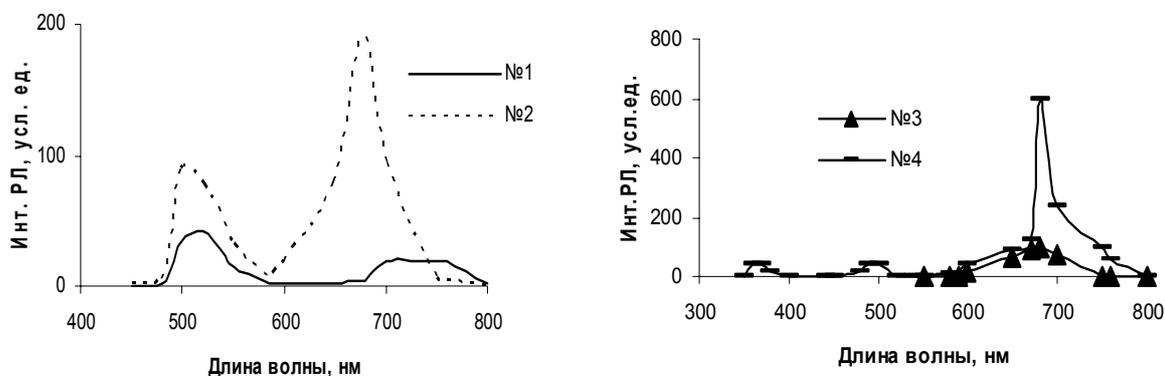


Рис. 1 (слева). Спектры рентгенолюминесценции фиолетовой шпинели: № 1 – фиолетовая шпинель в ассоциации с хлоритом и клиногумитом; № 2 – фиолетово-розовая шпинель доломитовых мраморов.

Рис. 2 (справа). Спектры РЛ красной шпинели: № 3 – розовая шпинель из кальцифиров; № 4 – красная шпинель форстеритовых скарнов.

Цвет шпинели определяется спектральным составом полос поглощения, пропускания и отражения, связанных с определенными химическими элементами, присутствующими в данном минерале в виде изоморфной примеси и создающими вместе со своим окружением локальные кристаллические поля. Судя по имеющимся оптическим спектрам [5], розовая и красная шпинель обязаны своей окраской присутствию в структуре ионов Cr^{3+} , изоморфно замещающих Al^{3+} в октаэдрической позиции. Интенсивность красного тона в исследуемых образцах в основном коррелирует с объемом содержания указанной примеси. Ведущим хромофором фиолетовой шпинели, возможно, является Fe^{2+} в тетраэдрических Mg -позициях. Как показывают результаты микрозондового анализа, густота фиолетовой окраски коррелирует с содержанием Fe^{2+} . Появление различных оттенков голубого, зеленого, розового тонов могут быть связаны с влиянием других примесных центров (например, Mn^{2+} и Co^{2+} в тетраэдрических позициях и Ti – в октаэдрических), дающих дополнительные полосы поглощения. Возможно, именно дополнительные примесные центры ответственны за появление в фиолетовой шпинели Го-

рона заметного александритового эффекта с изменением окраски от зеленовато- и голубовато-фиолетовой при дневном освещении до красновато-фиолетовой при искусственном освещении. Наличие нескольких видов хромофоров в структуре минерала создает условия для избирательного появления характерных полос поглощения, т.е. хромофоры обладают различной чувствительностью к спектральному составу освещения.

Для спектров РЛ шпинели известны полосы излучения Mn^{2+} (500-520 нм) и Cr^{3+} (684-685 нм – R-линии и 686-700 нм – N-линии) [2, 6]. Среди исследуемых образцов Mn^{2+} отмечен у фиолетовой шпинели (рис. 1). Чрезвычайно слабой РЛ Mn^{2+} обладает красная шпинель (рис.2). У розовой шпинели РЛ Mn^{2+} вообще отсутствует. Выявленная картина четко соответствует вариациям содержания изоморфной примеси Mn^{2+} в изученных кристаллах. Различное положение максимума РЛ Mn^{2+} , его смещение в диапазоне 490-520 нм, на наш взгляд, могут быть связаны с неодинаковой степенью искажения (поляризации) тетраэдрических позиций за счет деформаций и влияния менее симметричных полей.

Люминесценция Cr^{3+} в исследуемых образцах проявилась очень разносторонне. Спектральный состав излучения в диапазоне 550 -800 нм позволяет говорить о наличии нескольких полос излучения для ионов Cr^{3+} . Кроме R- и N- линий в спектрах РЛ присутствуют более длинноволновые полосы (до 800 нм) и довольно сложная система коротковолновых полос в диапазонах 550-590 и 610-670 нм, предшествующих R-линиям и скрытых за широкими неэлементарными полосами в спектральном диапазоне 500-700 нм. Об их наличии свидетельствуют уступы и перегибы в указанных диапазонах. Четко они проявились у фиолетовой шпинели № 2 и у красной № 4. Это наглядно демонстрирует график на рис. 3.

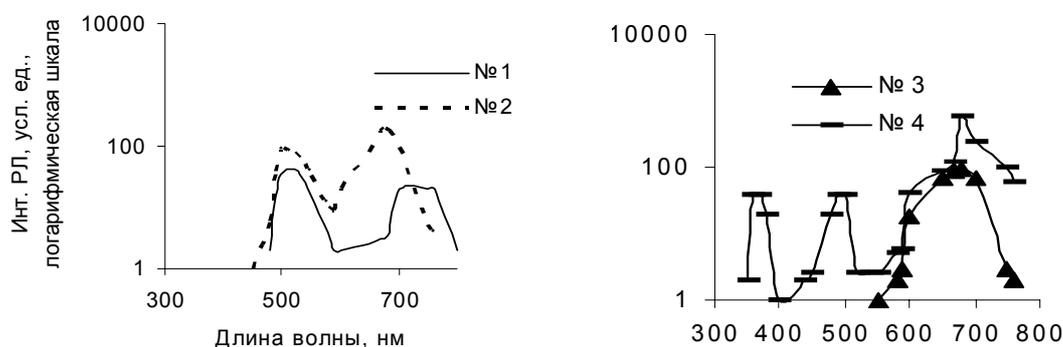


Рис. 3. Спектры РЛ фиолетовой и красной шпинели (интенсивность дана в логарифмической шкале).

Появление этих коротковолновых (антистоксовых) полос в спектре люминесценции шпинели связывается с наложением на чисто электронные переходы низкочастотных деформационных колебаний Mg-O [6]. В спектре РЛ фиолетовой шпинели № 1 (рис. 1 и 3) РЛ Cr^{3+} зафиксирована в диапазоне 700-800 нм (практически при полном отсутствии R- и N-линий Cr^{3+} в диапазоне 680-700 нм), что может свидетельствовать о другом типе изоморфизма, а именно, Cr^{3+} на месте Mg^{2+} вместо Cr^{3+} на месте Al^{3+} .

Таким образом, люминесценция шпинели определяется наличием тех же примесей, что и ее окраска. Центры свечения в этом случае совпадают с центрами окраски. Присутствие александритового эффекта, наличие множества оттенков, так же как и разнообразие спектров РЛ шпинели связаны не только с количественными характеристиками присутствующих примесных элементов, но и с их различными спектроскопическими особенностями, связанными с октаэдрическим и тетраэдрическим окружением. Приведенные данные по РЛ шпинели позволяют говорить о том, что люминесценцию Mn^{2+} , как и Cr^{3+} , можно использовать в качестве зонда при исследовании кристаллохимических и структурных особенностей шпинели.

Литература

1. Буданова К.Т., Буданов В.И. Новые находки благородной шпинели на Юго-Западном Памире // Докл. АН Тадж. ССР, 1978. Т. 21, № 6. С. 12-16.
2. Горобец Б.С., Рогожин А.А. Спектры люминесценции минералов. Справочник // Минеральное сырье. М., 2001. 312 с.
3. Колесникова Т.А. Благородная шпинель, клиногумит и манассеит месторождения Кухилал (Памир) // Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980. С. 181-199.
4. Коноваленко С.И., Ананьев С.А., Гаранин В.К. и др. Находка хлоритовых пород с благородной шпинелью в магнезиальных скарнах р. Гарон (Юго-Западный Памир) // Геология рудных месторождений. 1991. № 6. С. 100-103.
5. Платонов А.Н. Природа окраски минералов. Киев: Наук. Думка, 1976. 264 с.
6. Таращан А.Н. Люминесценция минералов. Киев: Наук. Думка, 1978. 296 с.

СИНТЕЗ И СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АЛКАН - И АММИАКСОДЕРЖАЩИХ НАТРОЛИТА И СКОЛЕЦИТА

Т.А. Бульбак, А.В. Бабичев, С.В. Шведенкова
Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

Исследование микропористых (с эффективным размером структурных полостей от 2 до 20 Å) твердых тел производится в разных аспектах: измерение эффективного диаметра пор, величины удельной поверхности и др. Цеолиты являются селективными по отношению к воде молекулярными ситами и представляют “открытую” систему для диффузного обмена веществом с внешней средой. Изучение диффузии в цеолитах ведется с начала 30-х годов прошлого века и преследуют конкретные цели, связанные с их практическим применением. Одной из первых была работа Тизелиуса по диффузии воды в природных цеолитах [1]. Основными газами, используемыми в качестве диффузантов, являются водород, гелий, азот, инертные газы (Ar, Kr), аммиак, метан и другие легкие углеводороды. Последние два представляют значительный интерес для изучения. Экспериментально полученные значения коэффициентов диффузии молекул предельных углеводородов ряда C₁-C₅ [2-5] в цеолитах с топологией каркаса типа MFI, CHA, FAU и LTA, в т.ч. с ионным замещением на H⁺ и H₃O⁺, меняются от 1.07·10⁻⁶ для метана до 2.42·10⁻⁸ см²/с для н-пентана (для 334 К в силикалите ZSM-5). Сорбция аммиака натролитом [6] при нормальных условиях носит, по мнению Баррера, автокаталитический характер. Значения максимальных содержаний молекул CH₄ и NH₃ при насыщении ими каркаса цеолитов в литературе отсутствуют. В связи с этим в данной статье изложены методика синтеза, аналитические данные по насыщению натролита и сколецита метаном, пропаном и аммиаком. Диффузия воды в натролите освещена в [7]. При помощи ЯМР показано, что диффузия воды в натролите имеет характер порогового процесса с энергией активации около 10 ккал/моль. В процессе диффузии более выгодным является приобретение молекулами воды поступательных степеней свободы, чем вращательных.

В качестве объектов для исследования были выбраны натролит и сколецит по причине их хорошей изученности и относительной простоте структуры. По строению каркаса они относятся к одному топологическому классу [8], различаясь лишь катионным составом. В натролите доминирует натрий, в сколеците – кальций. Поскольку реализуется схема изоморфизма 2Na → Ca, в сколеците занятой оказывается лишь половина катионных позиций. С целью определения возможности прямой (без катионного обмена) инкорпорации молекулярных форм флюида C-H-N в структурные полости пористых цеолитов проведены эксперименты при T=200 °C, P=20 МПа в течение 168 час. В качестве исходного материала использованы две мономинеральные фракции натролита и сколецита размером 0.25-0.4 и менее 0.25 мм (табл. 1). Оптическими наблюдениями бесцветных призматических спайных выколов цеолитов подтверждено отсутствие включений в минералах. Кристаллохимическая формула натролита [9] (Хибинский массив, Кольский п-ов): Na_{1.85}Mg_{0.05}Ca_{0.03}[Al_{2.06}Si_{2.95}O₁₀]·2.05H₂O. По данным дифференциального термогравиметрического анализа (ДТГА) содержание воды в нем 9.6-9.9 вес. %. Сколецит (Беруфьорд, Исландия) состава Ca_{0.97}Na_{0.02}[Al_{1.96}Fe_{0.02}Si_{3.02}O₁₀]·3.04H₂O содержал 13.75 вес. % воды. Подготовка цеолитов к опытам заключалась в предварительной дегидратации в течение 15 сут. в горизонтальной трубчатой печи Nabertherm R40/500/12 с термоконтроллером В170. Нагрев осуществлялся ступенчато: 7 сут. при 280 °C, 5 сут. при 300 °C, 3 сут. при 330 °C. Длительность нагрева выбрана с учетом данных [10, 11] по кинетике дегидратации. Стерильность матриц по летучим компонентам подтверждена ИК-спектроскопическим и газово-хроматографическим анализами.

В качестве контейнеров для цеолитов использовались ампулы из золота длиной 50 мм, диаметром 5 мм с толщиной стенок 0.2 мм. Наполнение газом отожженных ампул с предварительно загруженным порошком и их герметизация производилась в устройстве, позволяющем заваривать ампулы при охлаждении жидким азотом. Устройство соединялось через двухходовой кран с баллоном с газом и вакуумным постом, что позволяло перед газонаполнением вакуумировать до 10⁻¹ торр все соединительные тракты, десорбировать образец и тем самым предотвратить их заражение компонентами атмосферы [12, 13]. Источником метана, пропана и аммиака были государственные эталоны, созданные в ИК СО РАН и Институтах углеводородного и минерального сырья (ВНИИУС-ВНИИМС). Для проведения экспериментов по инкорпорации алканов и аммиака в структуру натролита и сколецита использована часть установки УВД-1000. Ампулы помещались в реактор типа “трубки Таттла” из сплава ЭИ-437Б. Средой, передающей давление, была вода. Нагрев осуществлялся при помощи печи с внешним обогревом. Измерение температуры с точностью ± 5 °C производилось хромель-алюмелевой термопарой, измерение давления с точностью ± 2 МПа с помощью манометра. До начала нагрева с помощью гидропресса в реакторе задавалось давление около 1 МПа. Это необходимо для сохранения целостности ампул во время выхода установки в режим. При достижении нужных значений температуры и давления реактор отсекался от остальных частей установки гидравлическим вентилем. Герметичность ампул контролировалась по постоянству их веса до и после опыта. Результаты газово-хроматографического анализа флюида над кристаллической матрицей после опытов подтверждают почти полную неизменность состава газа по сравнению с исходным, отличие заключается в присутствии незначительной примеси водорода. Отсутствие воздушных примесей свидетельствует о герметичности ампул.

Несмотря на схожесть структур натролита и сколецита, на внедрение одинаковых флюидных “наполнителей” они реагируют по-разному. По данным рентгеноструктурного анализа (табл. 1) наибольшие деформации каркаса и изменения параметров элементарной ячейки натролита и сколецита характерны для образцов, обра-

ботанных метаном. В целом инкорпорация метана, пропана и аммиака в натролит приводит к увеличению параметра a и уменьшению параметров b и c структуры. У сколецита, модифицированного метаном или аммиаком, наоборот, наблюдается уменьшение параметров a и b при увеличении c . Установлено полное разрушение структуры сколецита при воздействии на нее пропана при указанных условиях эксперимента.

Таблица 1. Параметры элементарной ячейки исходных натролита, сколецита и продуктов их обработки аммиаком и алканами. В скобках дана дисперсия.

Минерал, пространственная группа-фракция / состав флюида над минералом в опыте	Параметры элементарной ячейки				
	$a, \text{Å}$	$b, \text{Å}$	$c, \text{Å}$	$\beta, ^\circ$	Å^3
Исходный натролит, <i>Fdd2</i>	8.2941(12)	18.6505(12)	6.5879(4)		2247.77(18)
Натролит, фр. 0.25-0.4 мм / NH ₃	18.314(7)	18.624(6)	6.584(3)		2245(1)
Натролит, фр. 0.25-0.4 мм / CH ₄	18.34(4)	18.56(2)	6.54(4)		2228(11)
Натролит, фр. 0.25-0.4 мм / C ₃ H ₈	18.32(2)	18.62(2)	6.56(1)		2239(5)
Исходный сколецит, <i>F1d1</i>	18.5054(9)	18.9776(11)	6.5276(4)	90.588(5)	2292.30(16)
Сколецит, фр. 0.25-0.4 мм / NH ₃	18.58(5)	18.96(4)	6.52(3)	90.5(3)	2301(9)
Сколецит, фр. ≤ 0.25 мм / NH ₃	18.38(1)	18.82(1)	6.544(9)	90.58(8)	2264(3)
Сколецит, фр. ≤ 0.25 мм / CH ₄	18.32(4)	18.57(4)	6.55(3)	90.5(6)	2232(9)

ИК-спектры Al-Si каркасов зарегистрированы на Фурье-спектрометре BOMEM-MB-106 в диапазоне 400-9000 см⁻¹ со спектральным разрешением 4 см⁻¹ в режиме диффузионного рассеяния, число сканирований 21. Образцы для съемки готовились прессованием в таблетки 2 мг растертого порошка цеолита с 500 мг бромистого калия при вакуумировании. Спектры исходного сколецита различных фракций практически совпадают – при измельчении не происходит изменения структуры Ca-цеолита. Спектры в области каркаса цеолитов, обработанных аммиаком, соответствуют исходным. Но есть и некоторые особенности: в области валентных колебаний воды в сколеците фракции 0.25-0.4 мм наблюдается смещение полосы поглощения 3409 см⁻¹ на 10 см⁻¹ в сторону высоких частот. При этом заметно уменьшается интенсивность полос поглощения 1022 и 953 см⁻¹. Вместо последней присутствуют два пика 967 и 951 см⁻¹. В другом образце сколецита фиксируется расщепление полосы 953 см⁻¹ на две: 964 и 951 см⁻¹. Спектр каркаса NH₃-натролита отвечает спектру природного образца.

В ИК-спектрах цеолитов (рис. 1), насыщенных метаном, фиксируются не только полосы метана и воды, но и CO в каркасе, что связано, по-видимому, с протеканием при нагреве реакции Фишера-Тропша: CH₄ + H₂O \Rightarrow CO + 2H₂. Обычно она протекает при температурах ~ 800 °C в присутствии катализатора. В данном случае катализатором является кристаллическая структура цеолита, а факторами, определяющие протекание реакции – длительность эксперимента и высокое давление. Присутствие широких полос 3225 и двух узких пиков 3078 и 3230 см⁻¹ в КР-спектрах цеолитов из серии опытов с аммиаком указывают на наличие молекул аммиака в сколеците и натролите. В ИК-спектрах диффузного отражения натролита, насыщенного пропаном, зафиксированы слабые широкие полосы поглощения вблизи 2959 и 2869 см⁻¹, а также 2924 и 2851 см⁻¹, отнесенные нами к валентным C-H-колебаниям в CH₃- и CH₂- группах пропана, соответственно.

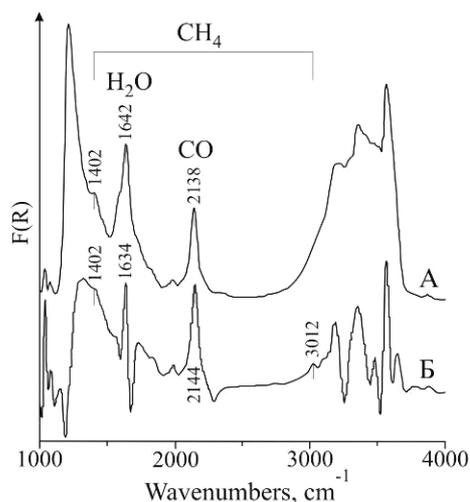


Рис. 1. ИК-спектры диффузного отражения порошков природных натролита (А) и сколецита (Б), обработанных “сухим” метаном при 200 °C и 20 МПа в течение 168 часов.

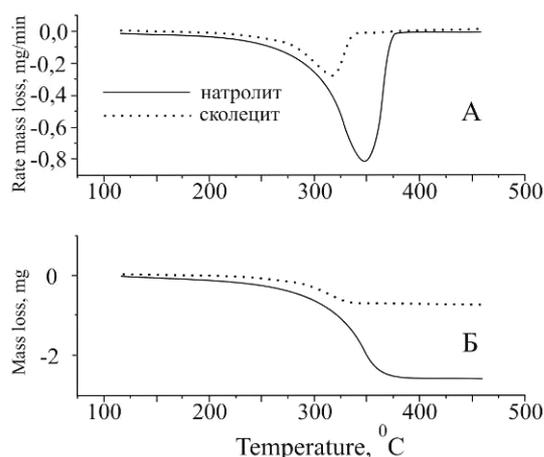


Рис. 2. Кривые ДТГ (А) и ТГ (Б) порошков метаносодержащих натролита и сколецита после экспериментов по их обработке “сухим” метаном. Скорость нагрева образцов 20°/мин.

В процессе подготовки образцов к ДТГА не удалось защитить цеолиты от сорбции атмосферной воды. По-видимому, полярная молекула аммиака притягивает молекулу воды из атмосферы вокруг цеолита, что приводит к реакции: NH₃ + H₂O = NH₄OH. При нагревании гидроксид аммония разлагается, и аммиак покидает ка-

налы вместе с водой. Вследствие этого принципиально дегидратация NH_3 -модифицированных цеолитов (рис. 2) не отличается от природных [10]. Особенность дегазации сколецита, обработанного аммиаком, наблюдается в ДТГ и ТГ профилях, где на первом перегибе дифференциальной кривой виден “излом”, не характерный для водных сколецитов [10]. При нагреве NH_3 -натролита происходит однократная потеря 9.7 вес. % при температуре $\sim 350^\circ\text{C}$. NH_3 -сколецит дегазируется многоступенчато: 4.5 вес. % при 300°C , 5.4 вес. % при 480°C , в интервале $500\text{--}850^\circ\text{C}$ происходит потеря 3.6 вес. %. Таким образом, газонасыщенность цеолитов составляет: 9.7 вес. % для натролита; для сколецита (фракция 0.25-0.4 мм) – 14.4 вес.%, а фракции менее 0.25 мм – 13.6 вес.%. ДТГА-данные образцов, обработанных метаном, получены впервые. Существенных различий скорости потери веса между природным и CH_4 - или NH_3 -натролитом не выявлено. Для CH_4 -сколецита характерна одностадийная дегазация при температуре 350°C . Потеря веса образца началась на $50\text{--}60^\circ\text{C}$ выше, чем у NH_3 -сколецита. Если NH_3 -сколецит перестает терять массу с повышением температуры только к 480°C , то у CH_4 -сколецита эта температура ниже на 100 градусов. Этот факт вполне объясним. Так как молекула аммиака полярная, а молекула метана неполярная, то метан в структуре занимает несколько иное положение, чем аммиак, который занимает позиции воды в структуре сколецита, а энергия связи $\text{N-H} \sim \text{O}$ примерно в 5 раз выше энергии $\text{C-H} \sim \text{O}$ [14].

По результатам исследования можно сделать следующие выводы: разработана методика синтеза натролита и сколецита, насыщенных аммиаком и метаном; при дегазации аммиак и метан покидают каркас натролита при близких значениях температур ($340\text{--}350^\circ\text{C}$); при насыщении метаном натролита и сколецита деформируется кристаллический каркас и изменяются параметры их элементарных ячеек.

Исследования выполнены при финансовой поддержке по грантам CRDF REC-008 (NO-008-XI), Y1-CG-08-06 для независимых государств бывшего Советского Союза и Минобразования РФ в рамках программы “Фундаментальные исследования и высшее образование”, РФФИ №№ 04-05-64358а, 04-05-96071р, 05-05-65036а, 06-05-08004офи, Президента РФ для поддержки молодых российских ученых и ведущих научных школ РФ НИИ-4922.2006.5.

Список литературы

1. Tiselius A. Adsorption and diffusion in zeolites crystals // J. Phys. Chem. 1936. V 40, N 2. P 223-232.
2. Ruthven D.M., Loughlin K.F., Derrah R.I. Sorption and diffusion of light hydrocarbons and other simple nonpolar molecules in type A zeolites // Catalysis and diffusion in zeolites. 1972. P 330-344.
3. Hayhurst D.T., Paravar A.R. Diffusion of C1 to C5 normal paraffins in silicalite // Zeolites. 1988. V 8. N 1. P 27-29.
4. Goodbody S.J., Watanabe K., MacGowan D. et al. Molecular simulations of methane in silicalite // J. Chem. Soc. Faraday Trans. 1991. V 87. N 13. P 1951-1958.
5. Sun M.S., Talu O., Shah D.B. Diffusion measurements through embedded zeolite crystals // Fluid mechanics and transport phenomena. 1996. V 42. N 11. P 3001-3007.
6. Barrer R. Diffusion in and through solids. Cambridge: University Press, 1941, P 191-192.
7. Габуда С.П. Диффузия молекул воды в натролите // Докл. АН. 1962. Т. 146. N 4. С. 145-149.
8. Meier W.M., Baerlocher C. Zeolite type frameworks: connectivities, configurations and conformations // Molecular sieves: Structures and structure determination. Science and Technology. V 2. Springer. 1999. P 141-163.
9. Seryotkin Yu.V., Bakakin V.V., Fursenko B.A. et al. Structural evolution of natrolite during over-hydration: a high pressure neutron diffraction study // Eur. J. Mineral. 2005. N 17. P 305-313.
10. Peng C.J. Thermal analysis study of the natrolite group // Amer. Miner. 1954. V 39. P 834-856.
11. Жданов С.Г., Егорова Е.Н. Химия цеолитов. Л.: Наука, 1968. С. 32-50.
12. Bulbak T.A., Shvedenkov G.Y., Lepezin G.G. On saturation of magnesian cordierite with alkanes at high temperatures and pressures // Phys. Chem. of Minerals. 2002. V 29. N 2. P 140-154.
13. Bulbak T.A., Shvedenkov G.Yu. Experimental study on incorporation of C-H-O-N fluid components in Mg-cordierite // Eur. J. Mineral. 2005. N 17. P 829-838.
14. Пиментл Д., Маклиллан К.Д. Водородная связь. М.: Мир, 1964. С. 35-39.

СИНТЕЗ КОРДИЕРИТОВ В ГАЛОГЕНИДНЫХ РАСПЛАВАХ

Т.А. Бульбак¹, А.В. Бабичев¹, Т.Н. Мороз¹, Н. К. Никандрова², С.В. Шведенкова¹

¹Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

²Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

Кордиерит – каркасный алюмосиликат с упрощенной кристаллохимической формулой $(\text{Fe}, \text{Mg})_2\text{Al}_3[\text{AlSi}_5\text{O}_{18}]_n(\text{H}_2\text{O}, \text{CO}_2)$, устойчив в широком интервале температур и давлений. Он встречается в метаморфических породах эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой фаций, роговиках, ксенолитах вулканитов, гранитов и в самих гранитах, горелых породах, пегматитах, лунных породах и даже в метеоритах. Кристаллическая структура кордиерита способна обмениваться компонентами с окружающим флюидом. В последние годы активно используется такой индикатор флюидного режима, как изменение состава кордиерита [1-5]. В [4] определены параметры закрытия системы $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})$ -кордиерит – водно-углекислотный флюид и коэффициенты диффузии воды в магнезиальном кордиерите и секанинаите. В настоящее время синтетические кордиериты и керамики на его основе нашли применение в различных областях. Они широко применяются в качестве носителей катализаторов для очистки выхлопных трактов двигателей внутреннего сгорания, фильтров для очистки воды, расплавленных металлов, огнеупоров, электро- и теплоизоляторов, материала для зеркал в лазерной и локационной технике и др. Изделия из кордиеритовой керамики обладают высокой механической и термоударной прочностью, что обусловлено их низкими коэффициентами термического расширения. Необходимость искусственного получения алюмосиликатных материалов вызвана отсутствием аналогичных по свойствам природных минералов и проблемой создания материалов с заранее заданными характеристиками. Предлагаемое сообщение посвящено определению температурных пределов устойчивости железистого кордиерита при низких давлениях и новой методике синтеза железосодержащих силикатов в галогенидных расплавах FeCl_2 , AlF_3 и MgF_2 , а также сравнению природных и синтетических кордиеритов методами инфракрасной (ИК) и Мессбауэровской спектроскопии (ЯГР). Метод ИК-спектроскопии характеризует состав, структуру ближнего порядка, дает оценку флюидных компонентов в кордиеритах [4-7]. Методом ЯГР исследовано состояние атомов железа в исследуемых образцах. Эксперименты по изучению предела устойчивости “сухого” железистого кордиерита проведены в заваренных на воздухе железных контейнерах при температурах 1000 и 1100 °С. Шихта готовилась из смеси окислов Fe_2O_3 , MgO , Al_2O_3 , SiO_2 с добавками галогенидного флюса, не являющимися инородными по катионному составу к составу кордиерита (табл. 1).

Таблица 1. Составы (вес. %) исходной шихты для синтеза железистого кордиерита и параметры проведенных экспериментов.

№ п/п	Fe_2O_3	MgO	Al_2O_3	SiO_2	FeCl_2	AlF_3	MgF_2	Время, час	Температура, °С
1	8,00	5,44	18,34	27,03	-	2,90	-	72	1100
2	9,50	3,63	18,34	27,03	-	2,82	-	72	1100
3	10,78	1,82	18,34	27,03	-	1,84	-	72	1100
4	1,50	-	1,22	1,80	-	0,17	-	72	1100
5	0,81	0,24	1,22	1,80	0,50	-	-	72	1100
6	2,00	-	1,22	1,80	1,00	-	-	72	1100
7	1,37	0,24	1,22	1,80	-	-	0,50	72	1100
8	1,70	-	1,22	1,80	-	-	0,50	72	1100
9	2,00	-	1,22	1,80	1,00		1,00	72	1000
10	1,50	-	1,23	1,80	-	0,17	-	72	1000
11	1,70	-	1,23	1,80	-	-	0,50	72	1000

Для синтеза кордиерита должны соблюдаться соотношения $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeCl}_2 > 2$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{AlF}_3 > 2$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{MgF}_2 > 2$. В эксперименте установлено, что при температуре 1100 °С устойчиво синтезируется в присутствии перечисленных в табл. 1 флюсов только промежуточные твердые растворы, содержащие до 85 мол. % железистого минала. Когда исходная шихта включала только оксид Fe(III) без MgO , в продуктах обнаружены только герцинит, фаялит и тридимит. При снижении температуры синтеза до 1000 °С из той же шихты образуется секанинаит – чисто железистый кордиерит (рис. 1). Безводные кордиериты 183 ($\text{Fe}_{1,4}\text{Mg}_{0,6}\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$), 207 ($\text{Fe}_{0,9}\text{Mg}_{1,1}\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$), 170 ($\text{Fe}_{1,6}\text{Mg}_{0,4}\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$) синтезированы из смеси окислов с флюсом AlF_3 при $P=0.1$ МПа и $T=1150$ °С за 72 час. Содержание флюса в исходной шихте задавалось не более 5 вес. %. Синтез произведен также в железном контейнере, заваренном электросваркой.

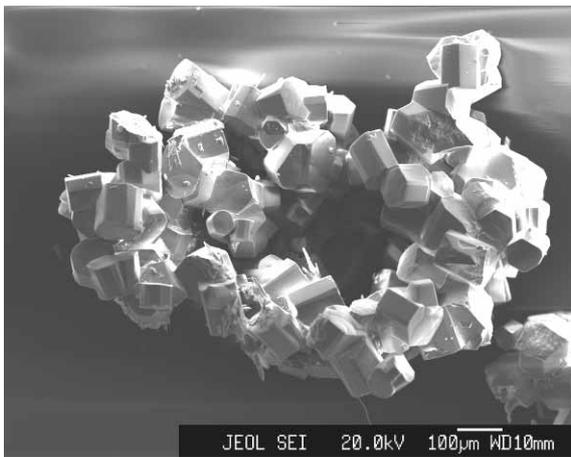


Рис. 1. Кристаллический порошок секанинита, синтезированного из оксидов в расплаве AlF_3 при 1000°C в течение 72 час.

Кордиериты К-1 ($\text{Fe}_{0,2}\text{Mg}_{1,8}\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18} \cdot 0,49\text{H}_2\text{O}$), К-2 ($\text{Fe}_{0,4}\text{Mg}_{1,6}\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18} \cdot 0,47\text{H}_2\text{O}$), К-3 ($\text{Fe}_{0,6}\text{Mg}_{1,4}\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18} \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$), К-4 ($\text{Fe}_{0,8}\text{Mg}_{0,4}\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18} \cdot n\text{H}_2\text{O}$), К-5 ($\text{FeMgAl}_4\text{Si}_5\text{O}_{18} \cdot n\text{H}_2\text{O}$) (рис. 3) синтезированы гидротермально при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 200$ МПа и $T = 650^\circ\text{C}$ в течение 240 час. из высушенных железистых стехиометричных гелей по традиционной двухампульной методике буферирования P_{O_2} . Исходные гели приготовлены из веществ марки “осч” по нитратной методике. Оптимальное значение кислородного потенциала для устойчивости Fe^{2+} -содержащего состава поддерживалось на уровне железо-вюститового буфера смесью порошков карбонильного железа и FeO общей массой около 3 г. По окончании опыта во внешней золотой ампуле регистрировалось присутствие всех твердофазных участников буферной реакции $\text{Fe} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{FeO} + \text{H}_2 \uparrow$.

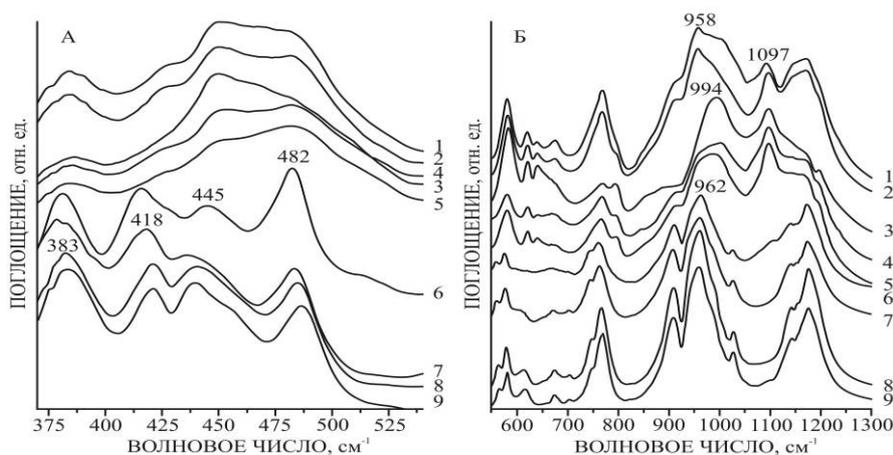


Рис. 2. ИК- спектры синтетических образцов 1 - К-1, 2 - К-2, 3 - К-3, 4 - К-4, 5 - К-5, 6-170, 7 - 183, 8 - 207 и 9 - природного кордиерита в области смешанных колебаний (А) каркаса и октаэдрических катионов, (Б) тетраэдрического каркаса. Полоса 994 cm^{-1} относится к примеси хлорита (кривая 3).

Проведено сравнение данных ЯГР-спектроскопии и ИК-спектров природного кордиерита и кордиеритов, синтезированных по флюсовой и гидротермальной методике. ИК-спектры получены традиционным методом пропускания для таблеток образца навеской 2 мг в КВг (рис. 2 А, Б). Выполнено сопоставление некоторых параметров ИК-спектров, обусловленных суммарными валентными Mg , Fe-O и деформационными O-Si-O колебаниями в области $400\text{-}500\text{ cm}^{-1}$ с содержанием Fe в образце. Полосы 445 и 482 cm^{-1} , используемые при определении степени упорядочения структуры кордиерита, при наличии в образце катионов железа перераспределяются по интенсивности. Наиболее интенсивна полоса $\sim 482\text{ cm}^{-1}$ в образце К-5, синтезированного из геля состава $\text{FeMgAl}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$ и 170 ($\text{Fe}_{1,6}\text{Mg}_{0,4}\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$) (рис. 2, кривые 5, 6). Полоса $\sim 415\text{ cm}^{-1}$ и плечо $\sim 430\text{ cm}^{-1}$, появляются у самого железистого 170 образца. При повышении содержания Fe появляется тенденция к проявлению характеристичных для секанинита полос 410 cm^{-1} и 430 cm^{-1} и увеличению интенсивности полосы $\sim 482\text{ cm}^{-1}$.

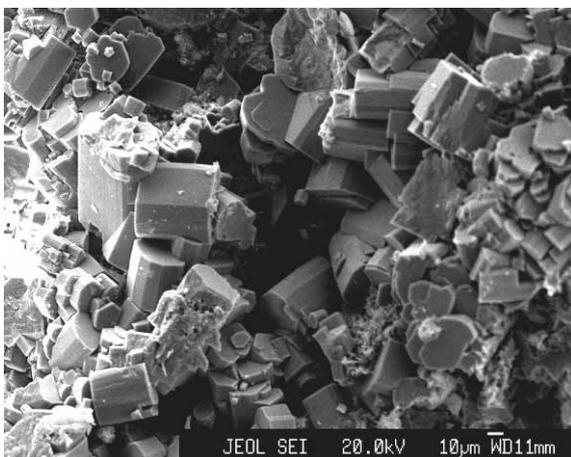


Рис. 3. Микрофотография кристаллического порошка железистого кордиерита К-5, гидротермально синтезированного из стехиометричного геля при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 200$ МПа и $T = 650^\circ\text{C}$ в течение 240 час.

Мессбауровские спектры гидротермально полученных образцов К-1, К-2, К-3 показали, помимо Fe^{2+} , наличие Fe^{3+} ($\sim 11\text{-}18\%$). Последний образец, как и образцы 183, 207, характеризуется наличием двух дублетов, соответствующих ионам Fe^{2+} . Появление Fe^{3+} , возможно, связано с распределением по октаэдрическим позициям в хлорите, продукте изменения кордиерита, при используемом гидротермальном методе синтеза. Квадрупольные расщепления (изомерные сдвиги) Fe^{2+} 170 образца составили 1,42 (2,22), 1,12 (2,03) и 1,20 (1,17) мм/с и соответствовали количественным соотношениям 65,0:14,7:20,3 Fe^{2+} .

Изучены условия синтеза кристаллов кордиерита переменного состава во флюсе $Pb(VO_3)_2$ при температуре 1150 °С. Стехиометрия алюмосиликатных составов соответствовала пяти промежуточным членам ряда Mg-кордиерит – секанинаит. Во всех опытах длительностью 72 час. синтезированы бесцветные кристаллы размером до 1.5 мм. По результатам рентгеновского анализа это железистый гексагональный кордиерит. Варьирование в шихте соотношения $MgO / Al_2O_3 / SiO_2$ (вес. %) обнаружило широкий интервал составов, в которых синтезируется кордиерит. Из шихты с составом 13.8 / 34.8 / 51.8 кристаллизуется кордиерит и муллит, из шихты с составами 16.0 / 40.0 / 44.0 и 33.3 / 33.3 / 33.3 – кордиерит и корунд. Увеличение длительности синтеза до 3 мес. не привело к существенному росту размеров кристаллов кордиерита.

Для определения условий выращивания окрашенных разновидностей высокотемпературного кордиерита проведены эксперименты по его спонтанной кристаллизации в расплавных системах при температурах 1100-1150 °С в окислительных условиях. Поставлено 30 опытов в платиновых тиглях во флюсе $Pb(VO_3)_2$ с добавками к стехиометричному составу оксидов Fe^{3+} , Cr^{3+} , Ti^{4+} , Co^{3+} , Mn^{3+} и Ni^{3+} . В выращенных кристаллах кордиерита зафиксировано следующее содержание примесей: оксида железа до 0.95 вес. %, оксида никеля до 2.75 вес. %, оксида хрома до 0.61 вес. %, оксида титана до 0.09 вес. %. Установлено, что по такой схеме проведения синтеза кордиерита его окрашенные разновидности не получают.

Исследования выполнены при финансовой поддержке по грантам CRDF REC-008 (NO-008-XI), Y1-CG-08-06 для независимых государств бывшего Советского Союза и Минобразования РФ в рамках программы “Фундаментальные исследования и высшее образование”, РФФИ №№ 04-05-64358а, 04-05-96071р, 05-05-65036а, 06-05-08004офи, Президента РФ для поддержки молодых российских ученых и ведущих научных школ РФ НШ-4922.2006.5.

Список литературы

1. Шведенков Г.Ю., Лепезин Г.Г., Бульбак Т.А. и др. Экспериментальное изучение насыщения магниального кордиерита компонентами флюида С-О-Н // Геохимия. 1995. № 2. С. 251-262.
2. Лепезин Г.Г., Бульбак Т.А., Сокол Э.В. и др. Флюидные компоненты в кордиеритах и их значение для метаморфической петрологии // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 1. С. 98-112.
3. Bulbak T.A., Shvedenkov G.Y., Lepezin G.G. On saturation of magnesian cordierite with alkanes at high temperatures and pressures // Phys. Chem. Minerals. 2002. V 29. N 2. P 140-154.
4. Бульбак Т.А., Шведенков Г.Ю., Риппинен О.И. Кинетика молекулярного обмена вода- CO_2 в каналах структуры (Mg, Fe^{2+})-кордиерита // Геохимия. 2005. № 4. С. 429-437.
5. Bul'bak T.A., Shvedenkov G.Yu. Experimental study on incorporation of C-H-O-N fluid components in Mg-cordierite // Eur. J. Mineral. 2005. V 17. P 829-838.
6. Vool D., Beran A. Dehydration process and structural development of cordierite ceramic precursors from FTIR spectroscopic investigations // Phys. Chem. Miner. 2002. V 29. P 545-551.
7. Якубович О.В., Масса В., Пеков И.В. и др. Кристаллическая структура Na,Ca,Be-кордиерита и кристаллохимические закономерности в ряду кордиерит – секанинаит // Кристаллография. 2004. Т. 49. № 6. С. 1049-1060.

НОВЫЕ МИНЕРАЛЫ В ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТАХ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА: ДОСТИЖЕНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ

А.В. Волошин. Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты

Фундамент минералогии – систематика минеральных видов. Ее расширение, открытие новых и исследование редких минералов остается важнейшей задачей минералогии, ибо каждый новый минерал несет новую информацию не только минералогии, но и сопредельным наукам. В Кольской минерагенической провинции выделяется несколько минералоформирующих систем, с которыми связаны уникальные по масштабам и разнообразию минеральные месторождения. Системы редкометалльных пегматитов и амазонитовых рандпегматитов в результате систематических исследований дали много нового в открытии новых и редких минеральных видов и более глубоком понимании сложных процессов кристаллизации и преобразования минеральных фаз. Конечно, по сравнению с «минеральными гигантами» – Хибинско-Ловозерским комплексом и карбонатитами – минералогическая изученность пегматитов значительно ниже. Тем не менее, в рассматриваемых пегматоидных образованиях Кольского п-ова нами обнаружены и изучены 15 новых минеральных видов, относящихся к разным классам химических соединений [1-4].

Редкометалльные пегматиты зоны Колмозеро-Воронья

Главными минеральными формами тантала в редкометалльных пегматитах являются минералы группы колумбита (прежде всего манганотанталит) и микролит при подчиненном значении воджинита и целого ряда высокотанталовых минеральных фаз. Исследования системы с доминантным развитием микролита, изучение его внутрифазовой и фазовой неоднородности поставили вопросы детального изучения системы тантала и редких щелочных металлов. В результате обнаружен новый минерал – цезстибтантит – первый танталат с видообразующей ролью цезия. Этот минеральный вид в настоящее время представляет собой начало минерального ряда со структурой пирохлора и видообразующей ролью цезия и натрия в одной позиции и сурьмы, висмута и свинца – в другой. Исследование минеральных ассоциаций из коллекций музеев России подтвердило наше предположение. В редкометалльных пегматитах Кектокая (Китай) нами обнаружен и описан новый вид – натровистантит, а в подобных образованиях месторождения Манано (Заир) – цезплюмтантит. В кольских пегматитах, кроме цезстибтантита, обнаружена цезий-висмутовая фаза этого ряда, в настоящее время не имеющая статуса минерального вида из-за недостаточного материала для проведения полного исследования.

Изучение фазообразования в системе олово-тантал, наряду с новыми данными о распространенности главных оловосодержащих танталатов – иксиолита и группе воджинита – показало, что в пегматитах проявляется существенная роль лития, который обладает кристаллохимическим сродством с Nb и Ta. В кольских воджинитах содержание лития невелико по сравнению с воджинитом и иксиолитом других пегматитовых регионов. В пегматитах Калбы (Казахстан) нами выявлены два новых литиевых танталата: литиотантит и литиоводжинит, представляющие собой две полиморфные модификации $LiTa_3O_8$. Видимо, они будут выявлены и в кольских пегматитах, когда будут вскрыты их более глубокие горизонты. С участием видообразующей роли натрия выявлен новый вид – натротантит – $NaTa_3O_8$, а с доминантной ролью калия обнаружен сложный танталат с алюминием – соседкоит.

Конечно, в видообразовании танталатов в пегматитах большая роль принадлежит щелочно-земельным металлам и в первую очередь – кальцию, и она проявляется в образовании нескольких типов соединений. Изотип AB_2O_6 (дитанталаты) в кольских пегматитах представлен ринерсонитом, это вторая находка минерала в мире. Тетратанталаты – изотип AB_4O_{11} в наших пегматитах представлены новым видом – кальциотантитом, а в пегматитах других стран нами изучены изотипные фазы с видообразующей ролью бария, стронция и свинца. В формировании тетратанталатов в особых условиях может принимать участие и натрий, о чем свидетельствует открытие нами нового вида – иртышита $Na_2Ta_4O_{11}$ и промежуточных фаз кальций-натриевого состава в пегматитах Калбы (Казахстан).

Кроме ди- и тетратанталатов в кольских пегматитах кальций продолжает играть доминирующую роль и при более высоком потенциале, о чем свидетельствует обнаружение фазы $CaTa_6O_{16}$, которая обычно ассоциирует с кальциотантитом и тантитом в виде включений в микролите. Тантит Ta_2O_5 – новый минеральный вид кольских пегматитов, сохраняющийся в виде первичных включений в микролите. В системе алюминий-тантал в пегматитах кристаллизуется несколько фаз. Прежде всего, это симпсонит $Al_4Ta_3O_{13}OH$. Именно он генерирует при изменении целый ряд танталовых фаз, среди них – новый минеральный вид алюмотантит $AlTaO_4$ и K-Na-Al-танталат соседкоит.

Особо следует остановиться на геохимической позиции W в минералообразовании тантало-ниобатов. Его видообразующая роль в определенных зонах аналогична олову. В тантал-ниобиевых ассоциациях минералов обнаружены минеральные фазы с видообразующей ролью вольфрама, но их статус пока не определен. Несомненно, что собственные минералы вольфрама – шеелит и гюбнерит – часто находятся в виде тонких включений, определяя фазовую неоднородность ранних генераций микролита, иксиолита и танталита.

Редкометалльные пегматиты, по сравнению с их другими типами, во всем мире характеризуются интенсивной фосфатной минерализацией. Кольские пегматиты полосы Колмозера-Воронья – не исключение. Известные в настоящее время данные по фазовому минеральному составу, разнообразию минералов фосфатной мине-

рализации ставят кольские пегматиты на первое место не только в России, но и на территории бывшего СССР. К сожалению, зоны с фосфатной минерализацией в пегматитовых телах вскрыты фрагментарно, их изученность недостаточна, это дело будущих исследований.

Мышьяковая геохимическая специализация зоны Колмозера-Воронья сказалась и на характере фосфатной минерализации. С одной стороны, в составе фосфатов в качестве изоморфной примеси часто присутствует мышьяк, с другой – на фосфатную минерализацию в пегматитах накладывается и собственная арсенатная минерализация. В таких зонах обнаружен новый арсенат железа и кальция – колфанит и выявлен ряд редких и не типичных для пегматитов арсенатов.

В полях пегматитов полосы Колмозера-Воронья общий характер фосфатной минерализации меняется от марганцевой к железной в направлении с северо-запада на юго-восток. В дифференцированных пегматитах северо-западного поля видообразующая роль марганца проявлена наиболее интенсивно. Это подтверждается находкой двух новых минеральных видов – луньокита и манганосегелерита.

Амазонитовые рандпегматиты Западных Кейв

Система щелочно-гранитных и щелочных массивов с развитием амазонитовых рандпегматитов представляет собой уникальную иттербиевую аномалию. Это явление неизвестно до настоящего времени в других геологических формациях мира. В амазонитовых рандпегматитах выявлено селективное кристаллохимическое фракционирование тяжелых редкоземельных элементов и иттрия при кристаллизации минеральных фаз. Достижения в минералогии амазонитовых рандпегматитов и гидротермалитов Кольского п-ова следует рассматривать на фоне развития знаний по общей минералогии и, прежде всего, по минералогии редких элементов. Естественная стадийность в истории изучения минералогии обусловлена общим состоянием знаний, а также использованием аналитической методологии и техники на тот или иной период времени. Конечно, это тесно связано с развитием и проявлением разной интенсивности геологоразведочных работ на площадях развития щелочных гранитов и связанных с ними пегматоидных образований, гидротермальных тел и метасоматитов.

Первые достижения в минералогии связаны с развитием поисково-оценочных работ на редкие металлы и разведочно-добычных работ на камнесамоцветное сырье (амазонит). В этот период были выявлены новые для Кольского п-ова и СССР минеральные виды редких металлов. Уровень аналитических возможностей не позволял выполнять прецизионные исследования минералов и, прежде всего, в эволюции редкоземельного фазообразования. Поэтому минералогические исследования базировались на описаниях и немногочисленных химических анализах, полученных «мокрым» методом, которые давали информацию только интегрального характера распределения в первую очередь редкоземельных элементов. Именно в этот период были выявлены и описаны минералы редких металлов (Nb, Ta, REE, Be): гадолинит, чевкинит, бритолит (абукумалит), фергусонит, группа гельвина, эшинит (бломстрандин), таленит, алланит (ортит) и некоторые другие.

Второй этап исследований (1980-1990 гг.) связан с постановкой научно-исследовательских работ минералогической направленности в Геологическом институте КНЦ РАН и обусловлен интенсивными разведочно-добычными работами на камнесамоцветное сырье и оценочными геологоразведочными работами на редкие металлы Плоскогорского амазонитового месторождения и подобных объектов в Зап. Кейвах. В результате минералогические исследования привели к значительному расширению списка минеральных фаз в амазонитовых рандпегматитах, в т.ч. редких и мало изученных минералов и новых минеральных видов Y и REE. Установлено, что в амазонитовых рандпегматитах пространственно совмещены три типа минерализации: тантал-ниобиевая, иттрий-редкоземельная и халькофильная.

Наконец, с 1990 г. по настоящее время продолжается третий этап – глубокое изучение отдельных минеральных видов, особенностей их химического состава и кристаллической структуры, установление видовой принадлежности ранее недостаточно изученных минералов. В этот период активные геологоразведочные работы уже не проводятся. И хотя экспедиционные работы Геологического института КНЦ РАН имеют место, материалом для исследований являются ранее собранные коллекции, ревизия которых дает новые данные по отдельным минеральным видам, особенно для редких металлов. Наиболее важными научными достижениями в этот период следует считать первое в мире описание кристаллического плумбобетафита и исследование минералов цирконового структурного типа (циркон, ксенотим и торит). Установление плумбобетафита закрывает треугольную диаграмму группы пирохлора в амазонитовых рандпегматитах и гидротермалитах. Кроме того, установлено, что в кристаллизации титановой ветви сложных оксидов принимает участие вольфрам (содержание несколько вес. %) – элемент, совершенно не типичный для региона.

Основными минеральными формами в тантал-ниобиевом типе минерализации являются манганоколумбит, плумбопирохлор и плумбомикролит. Последний, ранее известный в мире в виде единичных микроскопических выделений, в амазонитовых рандпегматитах образует крупные кристаллы и сростки величиной до 20 см и является рудным минералом в Плоскогорском месторождении. Эволюционный ряд тантало-ниобатов в пегматитах начинается с ниобиевого манганоколумбита и завершается высокотанталовым видом группы пирохлора – плумбомикролитом. Важная видообразующая роль свинца в кристаллизации тантало-ниобатов подтверждается в слабо проявленном титановом тренде группы пирохлора – образовании плумбобетафита.

Редкоземельная минерализация в пегматоидных образованиях определяется Y-REE силикатами и фосфатами и генетически связана со стадией иттрофлюоритизации. Исследование этой минерализации привело к выявлению новых минеральных видов: иттрий-алюминиевого силиката вюнцпахкита-(Y); первого собственно ит-

тербиевого минерала – кейвиита-(Yb), безжелезистых аналогов гадолинита – хинганита-(Y) и хинганита-(Yb). Установлено широкое развитие в пегматитах ранней генерации ксенотима с иттербиевым доминантным составом вплоть до образования собственного вида – ксенотима-(Yb). Анализ минеральных фаз иттриевой ассоциации, представленной силикатными формами, и уточнение кристаллической структуры таленита как триортосиликата иттрия привел к двум новым видам иттрия: кейвииту-(Y) и фторталениту (Y). В этой же ассоциации описан новый иттрий-алюминиевый фторсиликат – кулиокит (Y). Там же обнаружен целый ряд ранее неизвестных в России минералов: кайсикхит-(Y) и иимориит-(Y). Отдельные минералы представляли собой вторые находки в мире. Установленная новая коллоидная форма фосфата иттрия с реликтами фрагментов кристаллической фазы предполагает существование подобных форм и для силикатов, прежде всего циркония и тория. Эта проблема в настоящее время требует специального исследования, равно как и вопросы необычно высокого содержания гафния в цирконе, что не типично для щелочных ассоциаций.

В амазонитовых рандпегматитах проявлена уникальная природная система с кристаллохимическим фракционированием тяжелых редкоземельных элементов и иттрия. Все известные минеральные виды Y-REE специализации даны в табл. 3, где разделены на существенно иттербиевые, иттриевые и цериевые. Становление Y-REE минерализации определяется следующими закономерностями:

1. Все иттриевые и редкоземельные минералы характеризуются несколькими генерациями и тонкой зональностью кристаллов, обусловленной чередованием зон с различным отношением Y / REE. Особенно следует обратить внимание на отношение Y / Yb. Распределение Y-REE в отдельных зонах говорит о резко меняющихся условиях кристаллизации, о чем свидетельствуют и резкие границы между зонами. Тонкая зональность обычна для ранних генераций минералов, в более поздних генерациях внутрифазовая неоднородность проявляется не только в зональности с плавными переходами от зоны к зоне, но и в блочности индивидов.

Обогащение состава минералов ранних генераций Yb отмечается чаще всего в центральных частях кристаллов. Вместе с Yb резко возрастает содержание Lu, Tm и Er, в то время как в иттриевых индивидах отмечается существенный рост содержания Ho.

Поздние генерации (II) кристаллизуются в условиях высокого потенциала Y и обогащены им вплоть до кристаллизации собственно селективных иттриевых фаз.

2. В амазонитовых рандпегматитах в настоящее время существуют только три собственных Yb минеральных вида: кейвиит-(Yb), хинганит-(Yb) и ксенотим-(Yb). Ранние генерации редкоземельных минералов обычно иттербиевые и существенно обогащены тяжелыми редкоземельными элементами. Они представляют собой иттербиевые разновидности ряда минералов.

На корреляционных диаграммах соотношений иттрия, иттербия и редкоземельных элементов, характеризующих некоторые минералы, можно видеть, что возможно существование и самостоятельных видов не только иттербиевой специализации, но и других индивидуальных элементов REE.

В наиболее дифференцированных амазонитовых рандпегматитах процесс Y-REE минерализации происходит с преимущественным развитием двух ветвей: иттербиевой и иттриевой, каждая из них представлена собственными минеральными видами. В иттриевой ветви установлены эволюционные ряды от силикатов к силикат-карбонатам и карбонатам. В недифференцированных пегматитах процесс заканчивается минералообразованием по иттриевой ветви с разной минеральной представительностью.

Общая схема халькофильной минерализации в амазонитовых рандпегматитах сходна с типичными гидротермальными образованиями: от сульфидов и металлических фаз до сульфатов, сульфат-карбонатов и карбонатов. Некоторые из них являются редкими видами (шотландит, каледонит, ледгиллит) и не характерными для щелочно-гранитной формации (целестин, барит).

Таким образом, в результате многолетних минералогических исследований значительно расширен спектр минеральных видов в амазонитовых рандпегматитах. Кроме однозначно диагностированных, изученных и описанных видов, известно более 20 минеральных фаз, статус которых в настоящее время по ряду причин (прежде всего из-за недостатка материала) не установлен.

Особо следует остановиться на реализации в природных условиях диортосиликатов Y-REE. Химический изотип $A_2B_2O_7$ (диортосиликаты иттрия и REE) достаточно глубоко изучен с точки зрения структурного состояния и проявления полиморфизма. Для него установлено семь полиморфных модификаций, которые имеют собственные поля устойчивости. Полиморфные модификации реализуются только для определенных индивидуальных элементов ряда Y-REE. В природных условиях соединения этого изотипа не были известны до обнаружения кейвиита (иттербиевого и иттриевого), который относится к полиморфной модификации С – тортвейтитовый тип структуры. Судя по физико-химическим параметрам, и другие типы должны реализоваться в природных условиях в виде индивидуализированных минеральных видов. При исследовании кристаллической структуры кейвиита выявлено присутствие другой полиморфной модификации состава $Er_2Si_2O_7$, т.е. проявление структурного изоморфизма – «структура в структуре». Т.е. распределение Y, Yb и REE в минералах контролируется не только геохимическими, но в большей степени кристаллохимическими факторами, обусловленными различной изоморфной способностью кристаллических структур подобных кислородных соединений индивидуальных Y-REE элементов. С другой стороны, это предполагает обнаружение собственных новых минеральных видов других, кроме тортвейтитового С-типа, полиморфных диортосиликатов Y-REE.

В амазонитовых рандпегматитах присутствуют два минеральных вида ксенотима – иттриевый и иттербиевый. Иттербий выступает в качестве видообразующего элемента и определяет иттербиевую разновидность раннего ксенотима-(Y). Именно она, а также его иттербиевый вид, относятся к первой генерации (I), довольно

широко распространены в зонах редкоземельной специализации и характеризуются совершенно необычной и неизвестной ранее морфологией индивидов. Поздняя генерация ксенотима (возможно, их несколько) имеет существенно иттриевый спектр REE, но еще более поздние фосфаты: водный аналог – черчит и коллоидная форма обогащены иттербием по сравнению с ксенотимом. Поздние генерации ксенотима пространственно, а возможно и генетически, связаны с общим фосфатным минералообразованием – кристаллизацией апатита. Нередко в замещении первой генерации ксенотима участвует и другой существенно иттриевый вид, но уже силикатного состава – хинганит, представитель гадолинитового структурного типа. В этом случае разрушение ксенотима-I также сопровождается кристаллизацией его поздней генерации.

Таким образом, ксенотим как представитель довольно стабильной структуры участвует многократно в эволюционном ряду кристаллизации минеральных фаз тяжелых редкоземельных элементов, в то время как его моноклинный аналог – монацит одновременно «связывает» цериевые земли. Состав редкоземельных элементов в этих фазах характеризуется резко селективным спектром. Это ставит ряд частных задач по изучению взаимоотношений циркона, ксенотима и монацита в разные стадии образования амазонитовых рандпегматитов.

Другой путь обнаружения собственных новых минеральных видов Y-REE связан с изучением минералообразования с участием дополнительных видообразующих катионов. В качестве таковых в амазонитовых рандпегматитах выступают кальций и алюминий. По крайней мере, еще два «активных» катиона должны участвовать в кристаллизации сложных соединений – свинец и натрий. Соединения последних с Y-REE в качестве минеральных видов известны в других геологических ситуациях. Наиболее активный катион в иттрий-редкоземельной минерализации – Са. Его активную роль можно проследить от кристаллизации первичного иттрофлюорита через серию силикат-карбонатов (кайнозит и кайсикхит) до поздних карбонатов группы тенгерита. В то же время, в группе гадолинита остается незаполненной ячейка кальциевого доминанта – минасжерайсита, а его кристаллизация в постмагматических образованиях щелочных гранитов других регионов мира не является редкостью.

Приведенные рассуждения дискуссионны. Едва ли существует практический смысл поисков того иона Y-REE, по отношению к которому определен минерал обнаруживает исключительную избирательность. Главная причина состоит в непостоянстве условий в период кристаллизации минерала, о чем свидетельствует необычно сложная неоднородность индивидов. Тем не менее, в общей схеме Y-REE минерального образования в амазонитовых рандпегматитах, характеризующихся необычным видом кривых концентрации, мы вправе ожидать значительно большего числа стабильных минеральных фаз иттрия и иттербия, а также других тяжелых редкоземельных элементов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 05-05-64484).

Список литературы

1. Волошин А.В., Пахомовский Я.А. Минералы и эволюция минералообразования в амазонитовых пегматитах Кольского п-ова. Л.: Наука, 1986. 168 с.
2. Волошин А.В., Пахомовский Я.А. Минералы тантала и ниобия в редкометалльных пегматитах. Л.: Наука, 1988. 240 с.
3. Волошин А.В. Тантало-ниобаты. Систематика, кристаллохимия и эволюция минералообразования в гранитных пегматитах. С-Пб.: Наука, 1993. 298 с.
4. Волошин А.В. Новые минералы в гранитных пегматитах Кольского п-ова // Геология и полезные ископаемые Кольского п-ова. Т. 2. Полезные ископаемые, минералогия, петрология, геофизика. Апатиты: Изд-во МУП «Полиграф», 2002. С. 78-90.

ЛОКАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ БИПРАВИЛЬНОСТИ РАЗБИЕНИЯ ЕВКЛИДОВОЙ ПЛОСКОСТИ НА ТРЕУГОЛЬНИКИ

Е.В. Коломейкина. Московский госуниверситет им. М.В. Ломоносова, г. Москва

В настоящей работе рассматривается вопрос: какие условия необходимы, чтобы разбиение евклидовой плоскости на треугольники было биправильным. Благодаря локальной теореме [1], правильность дискретной системы выводится из попарной конгруэнтности ее локальных фрагментов некоторого радиуса вокруг каждой точки системы, а в случае разбиений – из попарной конгруэнтности корон некоторого радиуса вокруг каждого многогранника разбиения [4]. Эта теорема подтверждает интуитивное представление о локальных причинах правильного строения кристаллов.

Хорошим двумерным аналогом кристалла может служить паркет (мозаика). Трехмерное пространство кристалла заполняется элементарными ячейками так же, как и в паркете двумерное пространство заполняется плитками. *Периодической двумерной мозаикой* или *периодическим разбиением* называется такая мозаика, в которой можно выделить область, заполняющую без пробелов и наложений всю плоскость при сдвигах области без поворотов или отражений. Существует множество фигур (параллелограммов, правильных 6 -угольников...), из которых можно сложить периодическую мозаику. В открытых 30 лет назад мозаиках Пенроуза, как и в кристалле, сколь угодно большой конечный фрагмент разбиения повторяется бесконечное число раз. Например, в одной из мозаик Пенроуза (рис. 1) требуются только два ромба, внутренние углы одного равны 36 и 144° (“тонкий ромб”), а другого – 72 и 108° (“толстый ромб”). В этой бесконечной мозаике отношение числа “толстых” ромбов к числу “тонких” ромбов точно равно величине золотого сечения $(\sqrt{5}+1)/2$ и, т.к. это число иррациональное, в такой мозаике невозможно выделить элементарную ячейку, которая содержала бы целое число ромбов каждого типа. На рис. 1 видно, что это замощение обладает осью симметрии 5 -го порядка, т.е. переходит в себя при повороте на угол 72° вокруг каждой точки разбиения. Но паркет Пенроуза не является периодическим замощением, так как не переходит в себя ни при каких сдвигах.

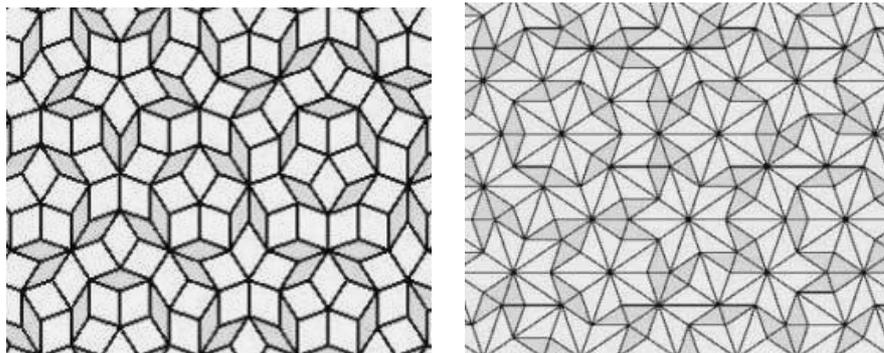


Рис. 1 (слева). Фрагмент мозаики Пенроуза.

Рис. 2 (справа). Фрагмент разбиения, полученного из мозаики Пенроуза.

В этом контексте рассматриваемая ниже теорема дает четкий ответ на вопрос: при каких условиях разбиение евклидовой плоскости на треугольники, например, разбиение на рис. 2, полученное из разбиения Пенроуза, является биправильным и, следовательно, по теореме Шенфлиса-Бибераха – периодическим. Итак, имеется *нормальное* разбиение евклидовой плоскости на треугольники, т.е. разбиение, в котором смежные треугольники пересекаются по целой стороне. Нормальное разбиение евклидовой плоскости на треугольники называется *t -эдральным* или *t -правильным*, если множество треугольников разбиения состоит из t орбит треугольников относительно группы $S_{\text{sym}}(T)$ симметрий всего разбиения T . Возникает вопрос: при каких локальных условиях разбиение евклидовой плоскости на треугольники является *2-эдральным* или *биправильным*. Вводятся понятия полной и неполной короны, а также конгруэнтности корон.

Определение 1. *Полной короной* $C^*(P)$ радиуса 1 многоугольника P разбиения T называется совокупность многоугольников, смежных с P по каким-нибудь элементам границы (стороне, вершине).

Определение 2. *Неполной короной* $C(P)$ радиуса 1 многоугольника P разбиения T называется совокупность многоугольников, смежных с многоугольником P только по сторонам.

Определение 3. Две короны $C^*(P_1)$, $C^*(P_2)$ или $C(P_1)$, $C(P_2)$ *конгруэнтны*, если существует движение g такое, что $g(P_1) = P_2$, $g(C^*(P_1)) = C^*(P_2)$ или $g(P_1) = P_2$, $g(C(P_1)) = C(P_2)$.

Подобно теореме о моноэдральных правильных разбиениях [2, 3, 5] появляется гипотеза: разбиение евклидовой плоскости на треугольники является биправильным, если в нем имеются ровно два класса попарно конгруэнтных *полных* корон радиуса 1 треугольников. В доказательстве активно используется обобщенная локальная теорема [6]. Пусть $N_T(i)$ обозначает *число классов корон* радиуса i в разбиении T . $N_T(i)$ есть неубываю-

щая функция от радиуса i . Пусть $S_k(P)$ обозначает группу симметрий короны радиуса k многоугольника P , причем $S_0(P)$ – группа симметрий самого многоугольника P .

Обобщенная локальная теорема. Для натурального t разбиение T является t -эдральным тогда и только тогда, когда существует такое натуральное k , что выполняются условия:

(1) $N_T(k-1) = N_T(k) = t$;

(2) для каждого $P \in T$ верно $S_{k-1}(P) = S_k(P)$.

Локальная теорема есть частный случай обобщенной локальной теоремы при $t=1$. Для правильного разбиения T имеем $N_T(i) \equiv 1$ для всех $i \geq 0$, для t -эдрального разбиения $N_T(i) \equiv t$ для всех $i \geq i_0$.

Теорема. Пусть T нормальное разбиение евклидовой плоскости на треугольники. Пусть найдутся треугольники P_1, P_2 разбиения T такие, что $C^*(P_1) \neq C^*(P_2)$, и для любого $P \in T$ верно либо $C^*(P) = C^*(P_1)$ либо $C^*(P) = C^*(P_2)$. Тогда T является биправильным разбиением.

План доказательства. Треугольник и его первые короны могут иметь следующие группы симметрий D_3 – группа симметрий равностороннего треугольника, D_1 – группа симметрий равнобедренного треугольника, E – тривиальная группа симметрий, C_3 – группа симметрий короны, переходящей в себя при повороте на 120° . Рассмотрим четверку групп симметрий $(S_0(P_1), S_1(P_1), S_0(P_2), S_1(P_2))$. Если $S_0(P_1) = S_1(P_1)$ и одновременно $S_0(P_2) = S_1(P_2)$, то мы попадаем в условия обобщенной локальной теоремы, по которой разбиение является биправильным. Для остальных четверок групп симметрий:

1. (D_3, D_1, D_1, D_1) , 2. (D_3, D_1, D_1, E) , 3. (D_3, C_3, D_1, D_1) , 4. (D_3, C_3, D_1, E) , 5. (D_3, C_3, E, E) , 6. (D_3, E, D_1, E) ,
7. (D_3, E, D_1, D_1) , 8. (D_3, E, E, E) , 9. (D_1, E, D_1, D_1) , 10. (D_1, E, D_1, E) , 11. (D_1, E, E, E) .

комбинаторно проводим проверку следующим образом. По заданным неполным коронам $C(P_1)$ и $C(P_2)$, пользуясь условием конгруэнтности полных корон, достраиваем $C(P_1) \cup C(P_2)$ до разбиения T всей плоскости. Заметим, что это невозможно в случаях, когда 1) при достраивании нарушается попарная конгруэнтность корон, 2) происходит наложение треугольников друг на друга, т.е. подсчет суммы углов в одной из вершин разбиения дает больше 2π . Разбиения для четверок групп симметрий с 3 по 7 не реализуются. Для остальных четверок групп симметрий, если разбиение восстановлено, проверяем, что ему можно поставить в соответствие разбиение T' на равные многоугольники (3-, 4-, 5-угольники) с попарно конгруэнтными коронами радиуса 1, которое по теореме из [2], [3] является правильным. Восстанавливаемое однозначно из T' разбиение T является биправильным.

Список литературы

1. Делоне Б.Н., Долбиллин Н.П., Штогрин М.И. и др. Локальный критерий правильности системы точек. Изв. АН СССР. Сер. матем. 1976. Т. 227. № 1. С. 319-322.
2. Коломейкина Е.В. Локальные условия правильности разбиения евклидовой плоскости // Чебышевский сб. 2003. Т. 5, вып. 3(11). С. 31-51.
3. Коломейкина Е.В. Локальные условия правильности разбиения евклидовой плоскости и двумерной сферы // Тр. II Фермановской научной сессии Кольского отделения РМО. Апатиты: Изд-во К & М, 2005. С. 47-49.
4. Dolbilin N.P., Schattschneider D. The local theorem for tilings // Quasi Crystals and Discrete Geometry. Fields Inst. Monogr. V 10. Providence: Amer. Math. Soc., 1998. P 193-200.
5. Schattschneider D., Dolbilin N.P. One corona is enough for the Euclidean plane // Quasi Crystals and Discrete Geometry. Fields Inst. Monogr. V 10. Providence: Amer. Math. Soc., 1998. P 207-246.
6. Dolbilin N.P. Which clusters can form a crystal? // Voronoi's impact on modern science. V 2. Kyiv: Naukova Dumka, 1998. P 96-104.

ТИТАНАТЫ КОБАЛЬТА И ДРУГИХ ПЕРЕХОДНЫХ МЕТАЛЛОВ, ИЗОСТРУКТУРНЫЕ С ИЛЬМЕНИТОМ: СИНТЕЗ И СТРУКТУРНЫЕ ДАННЫЕ

Р.П. Лиферович¹, Р.Х. Митчелл²

¹Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия

²Университет Лейкхед, Тандер Бей, Канада

Титанат кобальта, CoTiO_3 изоструктурен с ильменитом FeTiO_3 при обычных давлении и температуре [1] и образует с ним твердый раствор [2]. До настоящего времени не было данных о смесимости титаната кобальта с титанатами прочих переходных металлов.

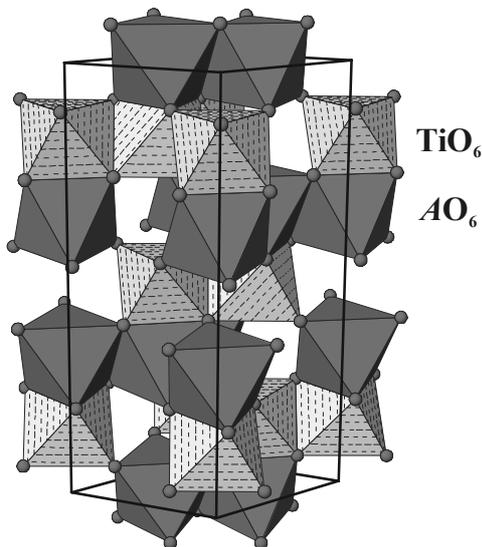


Рис. 1. Кристаллическая структура титаната $\text{Co}_{1/5}\text{Ni}_{1/5}\text{Zn}_{1/5}\text{Mg}_{1/5}\text{Mn}_{1/5}\text{TiO}_3$ (данная работа)

Структура ильменита

Ильменит обладает упорядоченной структурой, производной от архетипной структуры корунда. Как правило, структура типа ильменитовой наблюдается для тройных $\text{A}^{2+}\text{Ti}^{4+}\text{O}_3$ соединений, в которых $r_{\text{Ti}^{4+}} \approx r_{\text{A}^{2+}}$ и $r_{\text{A}^{2+}}$ намного превышает радиус кислородного аниона [3]. Она основана на гексагональной плотнейшей упаковке с катионами, занимающими $2/3$ имеющихся октаэдрических позиций. В отличие от неупорядоченной структуры корунда (R-3c), структура ильменита содержит равное количество 2- и 4-валентных катионов, упорядоченных в октаэдрические слои, чередующиеся вдоль оси с. Пары AO_6 и TiO_6 октаэдров из соседних слоёв имеют смежную грань. Каждый октаэдр имеет общее ребро с однотипным октаэдром и три ребра с октаэдрами другого типа (рис. 1). Это приводит к "A-Ti-□-Ti-A-□" последовательности упаковки катионов вдоль $[001]_h$ и "Ti-Ti-□" или "A-A-□" параллельно (111) и ромбоэдрической симметрии (R-3). Как и в структуре корунда, все катионы в R-3 структуре смещены относительно геометрических центров своих координационных октаэдров, что приводит к искажению координационных полиэдров. В

структуре ильменита (*sensu stricto*) октаэдр AO_6 искажен в значительно меньшей мере чем TiO_6 октаэдр [3].

Целью данной работы было подтверждение существования и устойчивости при стандартных условиях R-3-упорядоченных эквимольных титанатов кобальта и переходных металлов помимо железа и изучение структурной эволюции кобальт-ильменитов, вызванной введением в структуру разноразмерных катионов. Для максимальной представительности эксперимента в качестве дополнительных дивалентных катионов, образующих R-3 структуры в комбинации с Ti^{4+} , задействованы марганец и никель, которые имеют в шестерной кислородной координации наибольший ($r_{\text{Mn}^{2+}} = 0.83 \text{ \AA}$) и наименьший эффективный ионный радиусы ($r_{\text{Ni}^{2+}} = 0.69 \text{ \AA}$), а также эквимольная смесь Ni, Zn, Mg и Mn с Co. Возможные сложные квантовые эффекты типа Ян-Теллер эффекта первого и/или второго рода [3], а также прямых " $\text{v}i\text{A}^{2+} - \text{v}i\text{A}^{2+}$ " взаимодействий [4] требуют специфических высокоточных методов для идентификации и изучения, поэтому в данной работе не рассматриваются. В результате исследования нами впервые экспериментально подтверждено существование твёрдых растворов между синтетическим CoTiO_3 и NiTiO_3 , MgTiO_3 (гейкиелит), ZnTiO_3 (экандрюсит) и MnTiO_3 (пирофанит) при обычном давлении небуферированной воздушной атмосферы.

Синтез титанатов кобальта и других переходных металлов

Титанаты были приготовлены керамическим путем с использованием стехиометрических смесей, предварительно просушенных при $120 \text{ }^\circ\text{C}$ и отожженных при $900 \text{ }^\circ\text{C}$ карбонатов, графита и оксидов 99.99 % чистоты (Alfa Aesar®). Синтез проводился в течение 24 ч. при температуре $1000 \text{ }^\circ\text{C}$ с последующей закалкой на воздухе; MgTiO_3 получен тем же методом при $1200 \text{ }^\circ\text{C}$. Гомогенность и состав керамик контролировались использованием растровых электронных изображений в отраженных электронах и количественным энергодисперсионным анализом с использованием электронного микроскопа Jeol JSM-5900. Порошковые дифрактограммы синтезированных титанатов получены с использованием дифрактометра Philips 3710 (CuK α излучение; $2\theta = 10^\circ - 145^\circ$, $\Delta 2\theta$ шаг 0.02° ; время пошаговой экспозиции 4 сек.). Структуры титанатов решены методом Ритвельда в изотропном приближении с использованием программного пакета TOPAS 2.1 [5]. Заселенность структурных позиций принималась равной 1 за исключением позиции А, заполнение которой принималось в соответствии с составом, подтвержденным количественным энергодисперсионным анализом.

Ромбоэдрические титанаты кобальта

Все титанаты кобальта, полученные в данной работе, имеют упорядоченную ромбоэдрическую $R\bar{3}$ структуру, химические составы соответствуют стехиометрии $^{vi}A^{vi}TiO_3$. Упорядочения в ^{vi}A позиции для разноразмерных Co^{2+} , Mn^{2+} , Ni^{2+} , Zn^{2+} и Mg^{2+} катионов не наблюдается. Параметры элементарных ячеек и объёмы кобальт-ильменитов уменьшаются по мере уменьшения "среднего" радиуса A^{2+} катиона (табл. 1). Как в пирофаните ($Mn^{2+}TiO_3$) и ильмените ($Fe^{2+}TiO_3$), параметры искажения длин связей в пределах AO_6 октаэдров в их структуре значительно ниже, чем степень искажения TiO_6 октаэдров. Длина $\langle A-O \rangle$ связи максимальна в $Co_{1/2}Mn_{1/2}TiO_3$ (2,134(7)Å) и минимальна в $Co_{1/2}Ni_{1/2}TiO_3$ (2,102(5)Å) (табл. 1). Длина $\langle Ti-O \rangle$ связей варьирует незначительно: от 1,995(7)Å в $Co_{1/2}Mn_{1/2}TiO_3$ до 1,969(7)Å в $Co_{1/5}Zn_{1/5}Mn_{1/5}Mg_{1/5}Ni_{1/5}TiO_3$ (табл. 1). Степень искажения TiO_6 октаэдров повышается с понижением $^{vi}R_A^{2+}$, тогда как AO_6 октаэдров – изменяется менее закономерно, что иллюстрируется статистическими параметрами искаженности, рассчитанными для анион-катион связей а также углов "анион-катион-анион" для соответствующих координационных октаэдров (табл. 1). Отклонение позиционных параметров z от теоретических выше для "усреднённого" катиона $^{vi}A^{2+}$, чем для $^{vi}Ti^{4+}$ (теоретические позиции $1/3$ и $1/6$) (табл. 2). Т.е. слой из AO_6 октаэдров деформирован больше, чем слой из TiO_6 октаэдров. Исключение – кобальт-никелевый ильменит, $Co_{1/2}Ni_{1/2}TiO_3$, в котором слой из TiO_6 октаэдров деформирован больше.

Таблица 1. Кристаллохимические характеристики и параметры решения структур титанатов кобальта.

		1	2	3	4	5	6	7
$^{vi}R_A^{2+}$	A	0.83	0.785	0.78 (h.sp.)	0.744	0.74 (h.sp.)	0.72	0.715
t^*		0.786	0.771	0.769	0.756	0.755	0.748	0.756
Фазовый состав								
$ATiO_3$	%	-	98.91	-	96.29	96.79	~ 95%	92.01
Прочие	%	-	Ru 1.09	-	Ru 3.71	Ru 0.23 Sp 2.97	Arm \leq 5	Ru 0.23 AO 6.03
R-факторы								
R_{wp}	%	-	14.57	-	12.18	14.48	13.37	11.55
R_{Bragg}	%	-	3.22	-	2.54	3.08	4.57	3.20
GOF		-	1.38	-	1.38	1.40	1.60	1.40
DW		-	1.24	-	1.20	1.26	0.95	1.13
Параметры элементарной ячейки								
a	Å	5.139(0)	5.10278(4)	5.0884(1)	5.07643(3)	5.06943(3)	5.05669(4)	5.05204(6)
c	Å	14.283(0)	14.0965(1)	14.0855(4)	13.9674(1)	13.9291(1)	13.9034(2)	13.8611(2)
c/a		2.779	2.762	2.768	2.751	2.748	2.749	2.744
V	Å ³	326.7	317.875(6)	315.84(1)	311.720(5)	310.007(5)	307.883(6)	306.382(8)
Характеристики координационных полиэдров								
$\langle A-O \rangle$	Å	2.195(1)	2.134(7)	2.140(1)	2.133(6)	2.128(7)	2.088(3)	2.102(5)
V_{AO_6}	Å ³	13.350(1)	12.366(9)	12.561(1)	12.386(8)	12.359(9)	11.644(4)	12.045(8)
A-shift	Å	0.146	0.341	0.106	0.338	0.313	0.158	0.267
Δ_{AO_6}		1.500	0.899	0.833	1.449	0.905	1.838	0.912
δ_{AO_6}		101.58	85.73	72.14	78.10	72.870	75.62	52.63
$\langle Ti-O \rangle$	Å	1.980(1)	1.995(7)	1.982(1)	1.977(6)	1.969(7)	2.005(3)	1.979(6)
V_{TiO_6}	Å ³	9.972(1)	10.227(7)	10.001(1)	9.929(7)	9.801(8)	10.394(3)	9.949(7)
Ti-shift	Å	0.186	0.273	0.192	0.291	0.290	0.206	0.304
Δ_{TiO_6}		2.731	2.290	2.921	3.384	3.091	3.405	3.346
δ_{TiO_6}		69.69	64.71	67.56	67.99	70.39	61.74	70.05

Примечания: 1 $MnTiO_3$ (по [1]); 2 $Co_{1/2}Mn_{1/2}TiO_3$; 3 $FeTiO_3$ (по [6]); 4 $Co_{1/5}Ni_{1/5}Zn_{1/5}Mg_{1/5}Mn_{1/5}TiO_3$; 5 $CoTiO_3$; 6 $MgTiO_3$; 7 $Co_{1/2}Ni_{1/2}TiO_3$. Sp шпинель, Ru рутил, Ре периклаз, Arm армальколит, AO твёрдые растворы типа $A^{2+}O$ ($A = Co, Ni$). $^{vi}R_A^{2+}$ средний расчетный радиус катиона в позиции A sit. *t фактор структурной толерантности для ABO_3 соединений, $t = (R_O + R_A) / [\sqrt{2} (R_O + R_B)]$ [7]. A-shift смещение катиона относительно геометрического центра его координационного полиэдра; Δ_n

Коэффициент вариации длин связей в полиэдре, $\Delta_n = [\sum (r_i - \bar{r}) / \bar{r}]^2 \cdot 10^3 / n$, где r_i и \bar{r} обозначают индивидуальные и сред-

ние длины связей в полиэдре, соответственно. δ_n Коэффициент вариации углов связей, $\delta_4 = [\sum(\theta_i - 90)^2] / (n - 1)$ где θ_i обозначает углы при центральном катионе. - нет данных.

Таблица 2. Позиционные параметры и изотропные факторы (\AA^2).

Позиция	Образец	x	y	z	d_z	B_{iso}
^{vi}A	MnTiO ₃ *	0	0	0.36002(1)	0.02669	-
	Co _{1/2} Mn _{1/2} TiO ₃	0	0	0.35753(15)	0.02420	0.30(6)
	FeTiO ₃ †	0	0	0.35537(2)	0.02204	0.58
	I ₅	0	0	0.35755(18)	0.02422	0.42(6)
	CoTiO ₃	0	0	0.35581(26)	0.02248	0.41(7)
	MgTiO ₃	0	0	0.35986(10)	0.02653	0.47(4)
	Co _{1/2} Ni _{1/2} TiO ₃	0	0	0.35263(20)	0.01930	0.14(8)
^{vi}Ti	MnTiO ₃ *	0	0	0.14758(1)	0.01909	-
	Co _{1/2} Mn _{1/2} TiO ₃	0	0	0.14733(17)	0.01934	0.09(6)
	FeTiO ₃ †	0	0	0.14640(2)	0.02027	0.46
	I ₅	0	0	0.14586(18)	0.02081	0.04(5)
	CoTiO ₃	0	0	0.14586(29)	0.02081	0.22(6)
	MgTiO ₃	0	0	0.14590(10)	0.02077	0.54(4)
	Co _{1/2} Ni _{1/2} TiO ₃	0	0	0.14474(25)	0.02193	0.58(7)
O(1)	MnTiO ₃ *	0.31890(10)	0.0310(1)	0.24393(3)		-
	Co _{1/2} Mn _{1/2} TiO ₃	0.31532(79)	0.0249(11)	0.24697(61)		0.50(7)
	FeTiO ₃ †	0.31743(18)	0.0233(2)	0.24506(5)		0.58
	I ₅	0.31908(73)	0.0235(11)	0.24537(57)		0.34(6)
	CoTiO ₃	0.31780(90)	0.0233(13)	0.24489(59)		0.63(8)
	MgTiO ₃	0.31915(51)	0.02141(74)	0.24575(22)		0.71(4)
	Co _{1/2} Ni _{1/2} TiO ₃	0.31775(90)	0.0149(13)	0.24493(38)		0.90(7)

Примечания: d_z отклонение z-параметра от "идеальной" величины (1/3 и 1/6 для ^{vi}A и ^{vi}Ti катионов, соответственно). * данные полученные для монокристалла MnTiO₃ [1], † [6].

Экспериментальные данные указывают на существование стабильных твёрдых растворов между структурно упорядоченными ромбоэдрическими титанатами Co и Mg, Mn, Zn (гейкиелитом, пирофанитом и экандрюситом) и Ni (природный аналог не известен) при обычном давлении в открытой воздушной атмосфере. Т.к. перечисленные изоструктурные титанаты стабильны в природе, то существование их эквимольных соединений позволяет предполагать, что твердые растворы Co²⁺ и Mg²⁺, Mn²⁺, Zn²⁺, Ni²⁺ и, по-видимому Fe²⁺ являются совершенными. Полученные данные указывают на то, что отсутствие подобного рода твердых растворов, изоструктурных с ильменитом, в природе обусловлено не структурными факторами, а принципиально различной геохимией Co, Ni, Zn, Mn и Mg. Но существование природных аналогов исследованных титанатов не исключено в экзотических безжелезистых системах, бедных кислородом, в первую очередь – внеземных. Ильменит и его аналоги, например, гейкиелит, известны способностью накапливаться в россыпях и даже образовывать месторождения (прибрежно-морские россыпи Австралии) благодаря высокой химической устойчивости и механической прочности. Синтезированные в работе кобальт-ильмениты могут рассматриваться в качестве материалов, применимых для экологически безопасного долговременного захоронения изотопа ⁶⁰Co.

Работа выполнена при поддержке Канадского национального научно-исследовательского Совета (NSERC), геологического факультета университета Лейкхэд, Канада и Геологического института КНЦ РАН.

Список литературы

1. Kidoh K., Tanaka K., Marumo F. *et al.* Electron density distribution in ilmenite-type crystal of cobalt (II) titanium (IV) trioxide // Acta Cryst. 1983. B39. P 92-96.
2. Newsam J.M., Endoh Y., Ishikawa Y. *et al.* Powder neutron diffraction studies of the mixed ilmenite system Fe_{0.6}Co_{0.4}TiO₃ // J. Phys. 1986. C19. P 1273-1282.
3. Mitchell, R.H. Perovskites: Modern and Ancient. Thunder Bay: Almaz Press, 2002. 318 p.
4. Goodenough J.B. Direct cation-cation interactions in several oxides // Phys. Rev. 1960. V 117. P 1442-1451.
5. Kern A.A., Coelho A.A. Allied Publishers Ltd. 144. <http://www.bruker-axs.com> TOPAS. 1998.
6. Wechsler B.A., Prewitt C. Crystal structure of ilmenite (FeTiO₃) at high temperature and high pressure // Amer. Miner. 1984. V 69. P 176-185.
7. Goldschmidt V.M. Geochemische Verteilungsgesetze der Elementer VII // Skrifter Norsk. Vidensk. Akad. Klas. 1, Matematisk. Naturvidenskaplig Klasse. Oslo, 1926.

О СХЕМАХ ИЗОМОРФИЗМА КАРКАСНЫХ И ВНЕКАРКАСНЫХ КАТИОНОВ В МИНЕРАЛАХ ГРУППЫ КАНКРИНИТА ИЗ ХИБИНО-ЛОВОЗЕРСКОГО ЩЕЛОЧНОГО КОМПЛЕКСА, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

Л.В. Олысыч¹, И.В. Пеков¹, И.А. Брызгалов¹, Н.В. Чуканов²

¹ Московский госуниверситет им. М.В. Ломоносова, г. Москва

² Институт проблем химической физики РАН, г. Черноголовка

Минералы группы канкринита – гексагональные и тригональные алюмосиликаты с формулой: $A_{7-8}[Al_{6-y}Si_{6+y}O_{24}]X_{1-4} \cdot nH_2O$, где A – внекаркасные катионы Na, K, Ca (+ примесные Sr, Ba), X – дополнительные анионы $(CO_3)^{2-}$, $(SO_4)^{2-}$, Cl^- , $(OH)^-$, S^{2-} (+ примесный F⁻), величина y редко превышает 1.2, n колеблется от 0 до 3. Основа структуры – каркас из шестичленных колец из тетраэдров SiO_4 и AlO_4 , лежащих в плоскости xy . Каркас у большинства членов группы упорядоченный, с чередованием Si- и Al-тетраэдров в кольце. В каркасе можно выделить уровни-этажи. В пределах этажа кольца тетраэдров не соприкасаются: каждое кольцо сочленяется по общим О-вершинам тетраэдров с тремя кольцами вышележащего уровня и с тремя – нижележащего. Этаж можно рассматривать как плоскую "разорванную" сетку шестичленных колец тетраэдров, которая сдвинута относительно сеток соседних этажей на $1/3$ периода повторяемости по оси x или y . Т.е. в каркасах минералов группы канкринита возможны три вида этажей, различающихся взаимным расположением, которые принято обозначать А, В и С. Они могут чередоваться в различной последовательности вдоль оси z , что и обуславливает многообразие канкринитоподобных структур. Различия в симметрии минералов группы канкринита (известны ее представители с пр. гр. $P6_3$, $P6_3/mc$, $P6_3/m$, $P-62c$, $P-6$, $P31c$, $P321$ и $P3$) вызваны разным порядком чередования "слоев" А, В и С, степенью Al,Si-упорядоченности и характером расположения внекаркасной "начинки": крупных катионов A , дополнительных анионов X и молекул воды. Члены группы канкринита – типичные микропористые алюмосиликаты, близкие родственники цеолитов. В их структуре выделяются колонки полостей, "облицованные" 6- и 4-членными кольцами (в самом канкрините они составлены из т.н. канкринитовых полостей – гексагонально искаженных кубооктаэдров, "насаженных" на ось 3-го порядка), и каналы, "облицованные" только 6-членными кольцами (в канкрините эти широкие каналы тянутся вдоль осей 6-го порядка) [3, 13].

В настоящее время группа канкринита насчитывает 17 минеральных видов [13], из которых в природе широко распространен лишь канкринит, в меньшей степени – вишневит и афганит, остальные весьма редки. Канкринит типоморфен для щелочных комплексов, где его главная масса находится в пегматитах, метасоматитах и гидротермалитах; также входит в состав некоторых магматических пород. В крупнейшем в мире Хибино-Ловозерском щелочном комплексе на Кольском п-ове члены группы канкринита присутствуют, иногда в большом количестве, в образованиях самых разных генетических типов: от магматических до позднегидротермальных. Сведения о них можно найти в целом ряде публикаций [1, 2, 7, 8, 12 и др.], но специальных систематических работ, посвященных канкринитоподобным минералам Хибин и Ловозера, не проводилось. Анализ литературных и новых данных показывает яркую индивидуальность кристаллохимических характеристик представителей этой группы из Хибино-Ловозерского комплекса. Настоящая заметка посвящена схемам изоморфизма, в первую очередь гетеровалентного, каркасных и внекаркасных катионов в этих минералах.

В Хибино-Ловозерском комплексе на сегодняшний день установлены пять членов группы: канкринит $(Na,Ca)_8[Al_6Si_6O_{24}](CO_3)_{1-2} \cdot 2H_2O$ [1], вишневит $Na_8[Al_6Si_6O_{24}](SO_4) \cdot 2H_2O$ [7], канкрисилит $Na_7[Al_5Si_7O_{24}](CO_3) \cdot 3H_2O$ [10], гидроксиканкринит $Na_8[Al_6Si_6O_{24}](OH)_2 \cdot 2H_2O$ [11] и сакрофанит $(Na,K,Ca)_8[Al_6Si_6O_{24}](SO_4,Cl)_{1-2} \cdot H_2O$ [6]. Все члены группы, за исключением крайне редкого сакрофанита, относятся к структурно-топологическому типу канкринита (каркас двуслойного типа с чередованием этажей АВАВАВ..., параметры элементарной ячейки: $a = 12.6-12.7$, $c = 5.1-5.2$ Å), для которого характерно нахождение в колонках, образованных канкринитовыми полостями, цепочек $Na - H_2O - Na - H_2O...$ [13]. Их структурные формулы можно записать следующим образом (в квадратных скобках последовательно даны состав каркаса, содержимого широких каналов и колонок канкринитовых полостей): канкринит – $[Al_6Si_6O_{24}][(Na,Ca)_6(CO_3)_{1-2}][Na_2(H_2O)_2]$, вишневит – $[Al_6Si_6O_{24}][Na_6(SO_4)][Na_2(H_2O)_2]$, канкрисилит – $[Al_5Si_7O_{24}][Na_5(CO_3)(H_2O)][Na_2(H_2O)_2]$, гидроксиканкринит – $[Al_6Si_6O_{24}][Na_6(OH)_2][Na_2(H_2O)_2]$.

Нами с помощью электронно-зондового микроанализатора изучен состав 45 образцов минералов структурно-топологического типа канкринита из различных ассоциаций в пределах Хибино-Ловозерского щелочного комплекса, а также собраны и рассчитаны на формулы по единой схеме ($Si+Al+Fe = 12$) ранее опубликованные анализы. Кратко резюмируем основные черты химического состава ловозерских и хибинских минералов этой группы: 1) они очень бедны хлором (не более 0.5 мас. %); 2) сульфатные члены группы весьма редки; 3) резко доминирующим внекаркасным катионом во всех случаях выступает натрий; 4) содержание калия в большинстве исследованных образцов не поднимается выше 2.3 мас. % K_2O , лишь в недавно обнаруженном высококалийном вишневите из Кировского рудника, Хибин, оно составляет 10 мас. %; 5) изученные минералы в целом обеднены кальцием: в подавляющем большинстве они содержат <3–3.5 мас. % CaO и лишь в некоторых образцах желтого и белого массивного канкринита многочисленных жил, секущих мельтейгит-уртиты Хибин, отмечается до 5.2 мас. % CaO , что соответствует 0.94 формульной единицы); 6) отношение Al/Si в минералах группы канкринита Ловозера и Хибин очень сильно колеблется: от 1.09 до 0.57. В целом можно говорить о весьма значительных вариациях состава канкринитоподобных минералов Хибино-Ловозерского комплекса при сохра-

нении в подавляющем большинстве случаев структурно-топологического типа канкринита (что подтверждается данными ИК-спектроскопии).

Таким образом, перед нами сложная система твердых растворов с несколькими типами изоморфных замещений, затрагивающих каркас и находящиеся в широких каналах крупные катионы, дополнительные анионы и молекулярную воду. Ранее для группы канкринита в литературе обсуждалась лишь изоморфная серия канкринит – вишневит со схемой замещений: $(Ca, Na_2)^{2+} + (CO_3)^{2-} \leftrightarrow (Na_2)^{2+} + (SO_4)^{2-}$ [3, 13]. Полученные нами на материале из Хибино-Ловозерского комплекса данные показывают, что в этих минералах одновременно реализуются не только изо-, но и (в первую очередь!) гетеровалентные замещения, которые можно охарактеризовать (по структурным позициям) следующими схемами: 1) $Si^{4+} \leftrightarrow Al^{3+}$; 2) $A^+ \leftrightarrow A^{2+} \leftrightarrow \square$; 3) $X^{2+} \leftrightarrow X^+ \leftrightarrow (H_2O)^0$ ($\leftrightarrow \square?$), где $A^+ = Na (+ K)$, $A^{2+} = Ca (+ Sr, Ba)$, $X^{2+} = CO_3 (+ SO_4)$, $X^+ = OH (+ Cl, F)$, \square – вакансия. "Количественное заключение" о характере замещений с участием карбонатных и гидроксильных групп и молекулярной воды для большой серии образцов сделать пока затруднительно ввиду проблем определения этих компонентов из малых навесок. Именно поэтому в настоящей заметке рассматривается в основном изоморфизм катионов. Чтобы корректно учесть вклад обоих главных типов гетеровалентных катионных замещений ($Si^{4+} \leftrightarrow Al^{3+}$ и $A^+ \leftrightarrow A^{2+}$), мы предлагаем двойную диаграмму (рис.), в которой по абсциссе отложено количество двухвалентных катионов (в ф.е.), а по ординате – атомное отношение Al/Si.

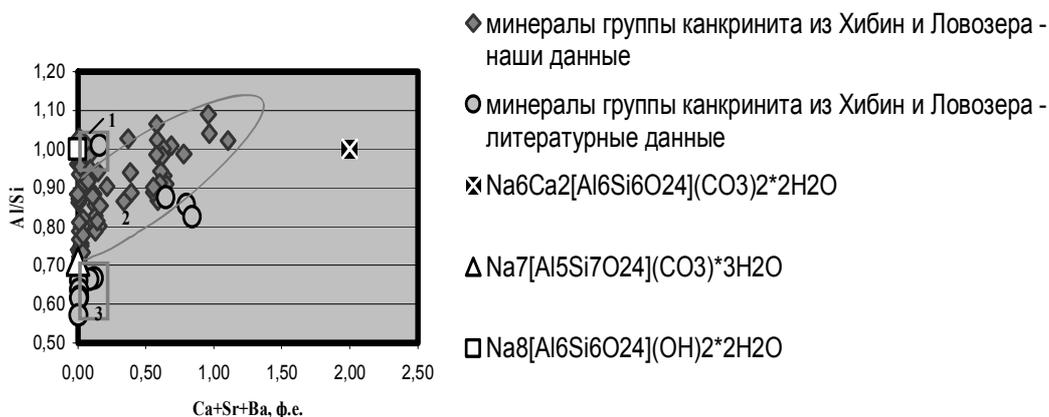


Рис. Соотношения каркасных и двухвалентных внекаркасных катионов в минералах группы канкринита из Хибино-Ловозерского комплекса.

На диаграмме можно выделить несколько соприкасающихся полей, соответствующих группам образцов с различными соотношениями каркасных и внекаркасных катионов. В поле 1 лежат составы с приблизительно равными количествами Al и Si ($Al/Si = 0.95-1.03$) и очень низкими содержаниями двухвалентных внекаркасных катионов ($\Sigma A^{2+} = 0.01-0.10$ ф.е.). В этом поле, кроме гидроксиканкринита, находятся образцы, для которых ИК-спектры показывают значительное содержание (CO_3) -групп и молекул H_2O , т.е. это почти бескальциевый канкринит, возможно, водный аналог хорошо известного [9] синтетического соединения $Na_8[Al_6Si_6O_{24}](CO_3)$. Полю 2 принадлежат образцы, в которых наблюдается следующая закономерность: с уменьшением отношения Al/Si (от 1.1 до 0.7) снижается концентрация двухвалентных катионов: от 1.1 до 0.01 ф.е., что, вероятно, отражает доминирование следующей изоморфной схемы: $A^{2+} + Al^{3+} \leftrightarrow A^+ + Si^{4+}$. Среди ранее изученного материала из Хибин встречаются образцы с пониженным Al/Si отношением при более высоких концентрациях Ca, чьи составы несколько выпадают из поля 2. Поле 3 отвечает канкрисилиту: в этих образцах отношение Al/Si колеблется от 0.57 до 0.76, максимальное содержание двухвалентных катионов составляет 0.12 ф.е. Как можно видеть на рисунке, составы большинства образцов из Хибино-Ловозерского комплекса лежат в полях 1, 3 и левой части поля 2. Они отвечают почти чисто натриевым минералам, и все образцы из ультраагпаитовых образований попадают в эту группу. Канкрисилит, считавшийся еще недавно очень редким, оказался типоморфным минералом ультраагпаитов, широко распространенным в высокощелочных пегматитах и гидротермалитах не только Ловозера [4, 8, 10], но и Хибин [3, 5]. Идеализованная формула канкринита обычно представляется так: $Na_6Ca_2[Al_6Si_6O_{24}](CO_3)_2 \cdot 2H_2O$ [3] или $[(Ca, Na)_6(CO_3)_{1-1.7}][Na_2(H_2O)_2](Si_6Al_6O_{24})$ [13, 14]. Последняя запись не корректна, т.к. подразумевает, что содержание Ca в канкрините превышает 3 ф.е. (таких анализов природного материала не известно), но и первая отвечает весьма малому числу реальных составов. В частности, в Хибино-Ловозерском комплексе образцов, в которых содержание A^{2+} -катионов приближалось бы к 2 ф.е., не встречено: наиболее высококальциевые из наших образцов близки к $Na_7CaAl_6Si_6...$ (рис.). Поле 2 на рисунке четко показывает существование непрерывного изоморфного ряда между канкринитом такого состава и канкрисилитом.

Таким образом, нами установлено, что минералы группы канкринита в Хибино-Ловозерском комплексе образуют две системы непрерывных твердых растворов (рис.), ранее в литературе не обсуждавшиеся: I) изоморфный ряд между канкринитом состава $Na_7Ca[Al_6Si_6O_{24}](CO_3)_{1.5} \cdot nH_2O$ и канкрисилитом $Na_7[Al_5Si_7O_{24}](CO_3) \cdot 3H_2O$ (поле 2) с общей схемой замещений: $Al^{3+} + Ca^{2+} + 0.5(CO_3)^{2-} \leftrightarrow Si^{4+} + \square + H_2O$; II) система практически бескальциевых минералов, где главной варьирующей величиной является отношение Al/Si , колеблющееся в

пределах от $Al_{6,3}Si_{5,7}$ до $Al_{4,4}Si_{7,6}$ (поля 1, 3 и левая часть поля 2). Принимая во внимание, что приведенная диаграмма не учитывает вариаций состава дополнительных анионов, совокупность полей 1, 3 и левой части поля 2 на самом деле представляет собой проекцию тройной системы с условными конечными членами $Na_8[Al_5Si_7O_{24}](CO_3)_{1,5} \cdot nH_2O$ ("полнокатионный канкрисилит") – $Na_8[Al_6Si_6O_{24}](CO_3) \cdot nH_2O$ ("бескальциевый канкринит") – $Na_8[Al_6Si_6O_{24}](OH)_2 \cdot nH_2O$ (гидроксиканкринит). Выделенные области твердых растворов I и II имеют зону перекрытия, соответствующую области составов канкрисилита с $Al_{5,5-5,0}Si_{6,5-7,0}$. В заключение отметим, что наиболее корректная идеализированная формула собственно канкринита представляется такой: $Na_{8-x}Ca_x[Al_6Si_6O_{24}](CO_3)_{1+0,5x} \cdot 2H_2O$, где $x = 0-2$.

Работа выполнена при поддержке гранта научной школы НШ-4818.2006.5.

Список литературы

1. Бонштедт Э.М., Борнеман-Старынкевич И.Д., Влодавец В.И. и др. Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. М.-Л., 1937. 563 с.
2. Костылева-Лабунцова Е.Е., Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н. и др. Минералогия Хибинского массива. Т. 2. М.: Наука, 1978. 586 с.
3. Минералы (справочник). Т. V: каркасные силикаты. Вып. 2: фельдшпатоиды. М.: Наука, 2003. 379 с.
4. Пеков И.В. Ловозерский массив: история исследования, пегматиты, минералы. М.: Земля, 2001. 432 с.
5. Пеков И.В., Подлесный А.С. Минералогия Кукисвумчоррского месторождения (щелочные пегматиты и гидротермалиты). М.: Земля, 2004. 172 с.
6. Пеков И.В., Чуканов Н.В., Турчкова А.Г. и др. Новое в минералогии Ловозерского массива // Минералогия во всем пространстве сего слова. Апатиты: К & М, 2004. С. 30-34.
7. Семенов Е.И. Минералогия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1972. 305 с.
8. Семенов Е.И., Хомяков А.П., Черепивская Г.Е. и др. Натриевые канкриниты Ловозерского щелочного массива // Минерал. журн. 1984. № 2. С. 50-54.
9. Физическая химия силикатов. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. 302 с.
10. Хомяков А.П., Семенов Е.И., Победимская Е.А. и др. Канкрисилит $Na_7[Al_5Si_7O_{24}]CO_3 \cdot 3H_2O$ – новый минерал семейства канкринита // Зап. ВМО. 1991. № 6. С. 80-84.
11. Хомяков А.П., Надежина Т.Н., Расцветаева Р.К. и др. Гидроксиканкринит $Na_8[Al_6Si_6O_{24}](OH)_2 \cdot 2H_2O$ – новый минерал // Зап. ВМО. 1992. № 1. С. 100-105.
12. Яковенчук В.Н., Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А. и др. Минералы Хибинского массива. М.: Земля, 1999. 320 с.
13. Bonaccorsi E., Merlino S. Modular microporous minerals: cancrinite-davyne group and C-S-H phases // Rev. Mineral. Geochem. 2005. V 57. P 241-290.
14. Mandarino J.A., Back M.E. Fleischer's Glossary of Mineral Species. Tucson: Min. Rec. Inc., 2004. 309 p.

МЕТОД КВАДРАТНЫХ ЯЧЕЕК КАК СПОСОБ ОПИСАНИЯ ТОПОЛОГИИ СТРУКТУР МИНЕРАЛОВ И НЕОРГАНИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЙ, ПРОИЗВОДНЫХ ОТ ТЕТРАГОНАЛЬНОГО PbO (ЛИТАРГИТ)

О.И. Сийдра¹, С.В. Кривовичев¹, В.Г. Кривовичев¹, В. Деммайер²

¹ Санкт-Петербургский госуниверситет, г. Санкт-Петербург, Россия

² Institut für Geowissenschaften, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Germany

Оксогоалогениды двухвалентного свинца со слоистой структурой – важный класс неорганических соединений и минералов. Определяющий кристаллохимический фактор – наличие неподеленной пары электронов у Pb^{2+} . С химической точки зрения интересно, что широкий спектр элементов (As, Sb, V, Mo, W, P, Si, I и т.д.) может входить в структуру этих соединений. При этом баланс заряда обеспечивается атомами галогенов (Cl или Br), которые располагаются в межслоевом пространстве или полостях PbO-слоев. К минералам, производным от PbO, относятся надорит, торикосит, мереедит, паркинсонит, комбатит, салинит, бликсит и симезит.

Для описания тетраэдрических слоев, состоящих из OPb_4 , предлагается использовать подход, впервые примененный в работе [6]. Тетраэдр OPb_4 схематически обозначается как квадрат (рис. 2). Цифра квадрата отвечает номеру атома кислорода, располагающегося в центре тетраэдра. Таким образом, тетраэдрические OPb_4 слои в PbO-производных структурах соответствуют 2-мерным слоям из квадратов, которые заполняют плоскость без промежутков и наложений. Незаполненные квадраты символизируют полости и вакансии. Топологическая функция тетраэдра в пределах слоя может быть визуализирована исследованием координации данного квадрата со смежными по ребрам или вершинам. Окружение темных квадратов вокруг центрального квадрата определим как первую обклейку [7] и обозначим как $c1(p)$, где p – номер квадрата. Вторую обклейку $c2(p)$ определим как множество квадратов окружающих первую обклейку и т.д. В рамках метода структуре тетраэдрического слоя сопоставляется модель из совокупности квадратов, символизирующих собой занятые тетраэдры или тетраэдрические вакансии. В связи с этим метод можно обозначить как метод квадратных ячеек.

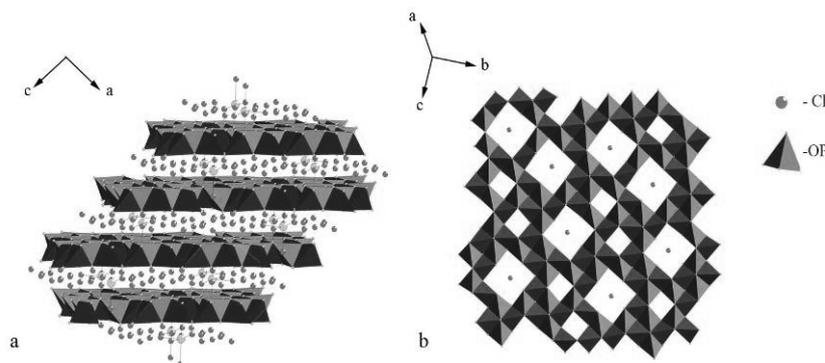


Рис. 1. Кристаллическая структура $Pb_{31}O_{22}X_{18}$ (X = Br, Cl) (a) и слой оксоцентрированных тетраэдров (b).

С позиции предлагаемого метода рассмотрим структуры трех неорганических соединений. Смешанный оксогоалогенид свинца $Pb_{31}O_{22}X_{18}$ (X = Br, Cl) впервые синтезирован нами в 2005 г. Его структура может быть описана как внедрение $[PbX_6]^{4+}$ комплексов в дефектную оксидную

матрицу PbO. Последняя представляет собой двумерный $[O_{22}Pb_{30}]^{16+}$ катионный слой из OPb_4 тетраэдров (рис. 1b), который может быть получен из тетраэдрического слоя $[OPb]$ в PbO.

Блок $[O_{22}Pb_{30}]^{16+}$ в структуре $Pb_{31}O_{22}X_{18}$ (X=Br, Cl) замечателен исключительной топологической сложностью, которая не имеет аналогов среди известных PbO-производных структур [14]. Он состоит из 22 симметрично-независимых тетраэдров OPb_4 , которые играют различную роль в организации слоя. На рис. 2a показана двумерная система квадратов, отвечающая расположению и окружению тетраэдров OPb_4 в блоке $[O_{22}Pb_{30}]^{16+}$. На рис. 2b даны схемы первых обклеек для всех 22 тетраэдров блока. Среди них есть обклейки, которые одинаковы для нескольких тетраэдров. Так, тетраэдры O(1) Pb_4 , O(7) Pb_4 , O(8) Pb_4 и O(10) Pb_4 имеют одинаковые обклейки из 6 тетраэдров (рис. 2b). Для них необходимо рассмотреть структуру вторых обклеек. Схема на рис. 3 показывает, что тогда как первые обклейки некоторых тетраэдров идентичны, их вторые обклейки являются разными. Например, тетраэдры O(9) Pb_4 и O(19) Pb_4 имеют идентичные первые, но разные вторые обклейки. Тетраэдры, имеющие в качестве центрального атома кислорода O(5), O(11), O(13), O(15), O(16), O(18), O(20) и O(21) также различаются вторыми обклейками, имея одинаковые первые (рис. 3). Более сложная ситуация наблюдается для тетраэдров O(1) Pb_4 и O(8) Pb_4 , поскольку они имеют идентичные первые и вторые обклейки. Но их третьи обклейки отличны (рис. 4) и поэтому их топологические функции в пределах слоя неэквивалентны. Таким образом, топологическая сложность тетраэдрического комплекса в структуре $Pb_{31}O_{22}X_{18}$ (X = Br, Cl) исключительна и, насколько известно, не была отмечена до этого ни в одной из известных тетраэдрических структур. С химической точки зрения, такая сложность обусловлена вхождением октаэдрических галоидных кластеров в металлическую оксидную матрицу.

Комбатит – природный минерал, свинец-ванадиевый оксохлорид $Pb_{14}(VO_4)_2O_9Cl_4$ [3]. Слой $[O_9Pb_{14}]$ в структуре комбатита составлен из тетраэдров OPb_4 , соединенных по ребрам. В слое присутствуют полости, в которых располагаются изолированные тетраэдрические группировки VO_4 . Впервые структура с позиции аниоцентрированных тетраэдров была описана только в 1998 г. [1, 2]. Тетраэдры O(1) Pb_4 и O(3) Pb_4 , а также O(7) Pb_4 и O(8) Pb_4 имеют одинаковые первые обклейки, состоящие в первом случае из пяти, во втором – из четырех тетраэдров. Но топологические окружения различаются структурой вторых обклеек. Для O(1) Pb_4 и

O(3)Pb₄ она состоит из одинакового числа по-разному расположенных тетраэдров. Тетраэдры O(9)Pb₄ и O(19)Pb₄ имеют идентичные первые, но различные вторые обклейки, что свидетельствует о различной топологической функции в пределах слоя. Аналогичное различие имеют тетраэдры O(1)Pb₄ и O(3)Pb₄.

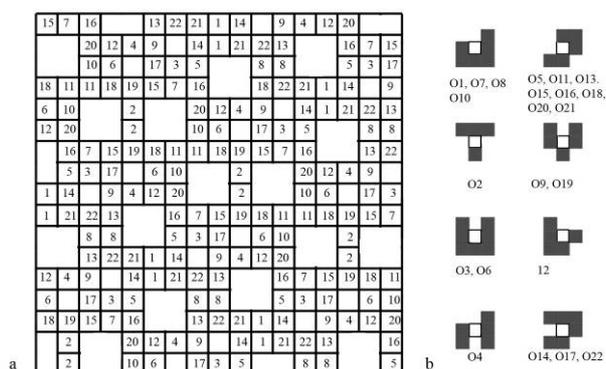


Рис. 2. Модель двумерного блока $[O_{22}Pb_{30}]^{16+}$ в структуре $Pb_{31}O_{22}X_{18}$ ($X = Br, Cl$) (a) и первые обклейки составляющих его тетраэдров (b). Номера в ячейках соответствуют номерам атомов кислорода.

Симезит $Pb_{10}(SO_4)O_7Cl_4(H_2O)$ – водный оксохлорид свинца с сульфатной группой [4]. Встречается в зоне окисления карбонатизированного Mn-Pb-Cu- месторождения Мерехэд (Merehead), Великобритания. Слой $[O_7Pb_{10}]$ параллелен плоскости (001) и состоит из тетраэдров OPb_4 с группами SO_4 в полостях 2×2 . Тетраэдры O(5)Pb₄ и O(11)Pb₄, O(6)Pb₄ и O(10)Pb₄, O(6)Pb₄ и O(10)Pb₄ имеют одинаковые первые обклейки, состоящие в первом случае из шести, в других – из пяти тетраэдров. Вторые обклейки для всех пар одинаковые. После анализа третьих облеек выяснилось, что они также не имеют топологических различий. Т.е. позиции O(5)Pb₄ и O(11)Pb₄, O(6)Pb₄ и O(10)Pb₄, O(6)Pb₄ и O(10)Pb₄ с топологической точки зрения эквивалентны. Важно отметить, что в кристаллографическом плане они все же различны.

Вторые обклейки некоторых тетраэдров блока $[O_{22}Pb_{30}]^{16+}$ в структуре $Pb_{31}O_{22}X_{18}$ ($X = Br, Cl$). Третьи обклейки некоторых тетраэдров блока $[O_{22}Pb_{30}]^{16+}$ в структуре $Pb_{31}O_{22}X_{18}$ ($X = Br, Cl$).

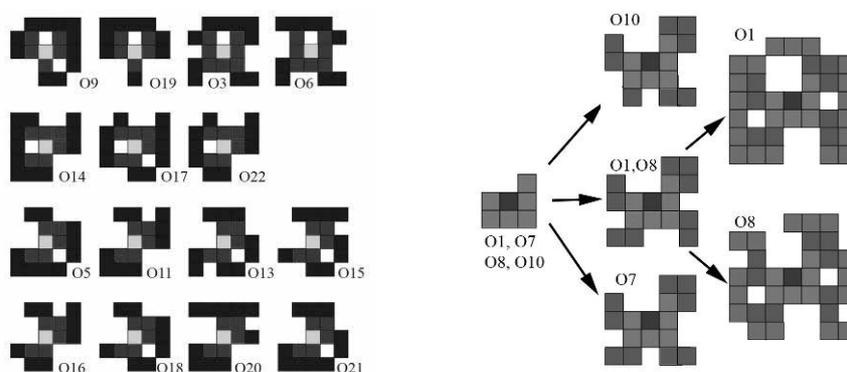


Рис. 3 (слева). Вторые обклейки некоторых тетраэдров блока $[O_{22}Pb_{30}]^{16+}$ в структуре $Pb_{31}O_{22}X_{18}$ ($X = Br, Cl$).
Рис. 4 (справа). Третьи обклейки некоторых тетраэдров блока $[O_{22}Pb_{30}]^{16+}$ в структуре $Pb_{31}O_{22}X_{18}$ ($X = Br, Cl$).

Таким образом, метод квадратных ячеек для описания топологии слоев в структурах, производных от PbO, прост для описания структур разной степени сложности и организации слоя. Он особенно интересен для моделирования самоорганизации сложных топологий методом клеточных автоматов [8].

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ-ННИО (06-05-04000-ННИО-а), программы «Развитие научного потенциала высшей школы» (РНИ 2.1.1.3077) и гранта DAAD для О.И.С.

Список литературы

1. Кривовичев С.В., Филатов С.К., Семенова Т.Ф. Типы катионных комплексов на основе оксоцентрированных тетраэдров $[OM_4]$ в кристаллических структурах неорганических соединений // Успехи химии. 1998. Т. 67. С. 155-174.
2. Кривовичев С.В., Филатов С.К. Кристаллохимия минералов и неорганических соединений с комплексами анионоцентрированных тетраэдров. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2001.
3. Cooper M., Hawthorne F. C. The crystal structure of komatite, $Pb_{14}(VO_4)_2O_9Cl_4$, a complex heteropolyhedral sheet mineral // Amer. Miner. 1994. V 79. P 550-554.
4. Bonaccorsi E., Pasero M. Crystal structure refinement of sahlinite, $Pb_{14}(AsO_4)_2O_9Cl_4$ // Miner. Mag. 2003. V 67. N 1. P 15-21.
5. Welch M.D., Cooper M.A., Hawthorne F.C. *et al.* Symesite, $Pb_{10}(SO_4)O_7Cl_4(H_2O)$, a new PbO-related sheet mineral; description and crystal structure // Amer. Miner. 2000. V 85. N 10. P 1526-1533.
6. Krivovichev S. V., Armbruster T., Depmeier W. Crystal structures of $Pb_8O_5(AsO_4)_2$ and $Pb_5O_4(CrO_4)$, and review of PbO-related structural units in inorganic compounds // J. Solid State Chem. 2004. V 177. P 1321-1332.
7. Krivovichev S. V., Filatov S. K.; Semenova T. F. On the systematics and description of polyions of linked polyhedra // Z. Kristallogr. 1997. V 212. P 411-417.
8. Krivovichev S. V. Crystal structures and cellular automata // Acta Cryst. 2004. A60. P 257-262.

О СХОДСТВЕ ФРАГМЕНТОВ ПЛОСКИХ И ПОЛИЭДРИЧЕСКИХ МОЗАИК

Н.Л. Смирнова. Московский госуниверситет им. М.В. Ломоносова, г. Москва

Наука **Геология** определяется [3] как комплекс наук о земной коре и более глубоких сферах Земли. Землю относим к последнему, четвертому химическому уровню материи. В настоящее время Геология делится на 4 цикла. **Геологический цикл** включает динамическую геологию, историю Земли, в частности регионов и месторождений полезных ископаемых, и палеонтологию. **Геофизический цикл** исследует свойства Земли методами физики. **Научно-прикладной цикл** – инженерная геология включает гидрогеологию, геокриологию, экогеологию. **Геохимический цикл** включает геохимию – науку о химических элементах (распространение в Земле и миграцию), минералогию – науку о природных химических соединениях (распространение в Земле, ассоциации, генетику, свойства), кристаллологию – науку о кристаллическом состоянии химических соединений (рост, строение, свойства), петрологию – науку о горных породах (распространение в Земле, структурно-вещественные ассоциации, геоценозы, свойства).

Все науки пересекаются с системологией [1] и математикой. Системология (тектология) выявляет универсальные законы организации всех систем, а математика выражает эти законы, а также частные законы конкретных наук в математической форме. Нами установлено, что от системы к системе меняются качественные отношения, но сохраняются количественные [7]. Весь предшествующий опыт убеждает нас в том, что природа представляет собой реализацию простейших математически мыслимых элементов [13]. Но что такое простейшие математически мыслимые элементы? В частности, что такое: элемент? мыслимый математически? простейший элемент?

Под элементами любой системы (природной, математической) понимаем элементы, комбинированием которых можно получить все возможные объекты системы [7]. Под простейшими элементами понимаем элементы, рассматриваемые в данной системе как целое. Эти элементы составляют алфавит. Таких алфавитов может быть несколько. В системе химических соединений – это сотни изотопов < около сотни химических элементов < четыре s, f, d, p элемента. Для элементов вводим порядок $s < f < d < p$.

Разбиения пространства (в виде графов, кластеров, поверхностей из n-гонов [14], внешних форм полиэдров) образуют систему. Элементы могут быть 0, 1, 2, 3-мерными, 0, 1, 2, 3-периодическими. При комбинировании элементы и способы их соединения могут быть идентичными или различными. Элементами поверхности являются три элемента: точка, отрезок, n-гон (петля). Простыми элементами поверхности полиэдров являются n-гоны, вершины и ребра, к которым они примыкают. Каждую вершину, грань характеризуем общей и дифференцированной валентностью TVf (f – грань), TVv (v – вершина), DIVf, DIVv. Значение TVv равно числу всех примыкающих граней. Все вершины фуллеренов (Ф) [4, 10] имеют TVv = 3, а грани TVf = 5 и 6. Такие Ф называются простыми [4, 10]. Каждая вершина и грань Ф характеризуются DIVv = 3 (три идентичных n-гона примыкают к вершине), 1/2 (один и два других идентичных n-гона примыкают к вершине), DIVf 5 (пять 6-гонов, примыкающих ребрами к 5-гону), 1/4, 2/3; 6 (шесть 6-гонов примыкающих ребрами к 6-гону), 1/5, 2/4, 3/3. Порядок следования вершин, граней однозначен при DIV 3, 5, 6, 1/2, 1/4, 1/5. При DIV 2/3 порядок следования aaabb, aabab, при DIV 2/4 aaaabb, aabab, aabaab, при DIV 3/3 aaabbb, aababb, ababab. У Ф с 5-гонами, окруженными только 6-гонами, DIVf 5-гона = 5 (6-гонов), DIVf 6-гона = 6, 1/5, 2/4о aabab, 2/4п aabaab, 3/3 ababab (b – 5-гон). Все гранные качественные формулы (к-формулы) фуллеренов [56] идентичны и отличаются только количественными отношениями чисел 5-гонов к числам 6-гонов (Nf) (табл.).

Таблица. DIVf 6-гонов в потенциально стабильных фуллеренах.

TVv\ DIVf	60	70	72	76	80 -3-5m	80 -10m	80 -5m	84 -43m	84 6/mmm	90	96 -12m	96 -12m	96 6/mmm	100
6	-	-	2	-	-	-	-	4	2	5	2	2	2	10
1/5	-	-	-	-	-	-	10	-	-	10	12	12	12	10
2/4о	-	10	12	12	-	-	10	24	24	10	24	-	12	10
2/4п	-	5	-	12	30	10	-	-	-	-	-	24	12	-
3/3	20	10	12	4	-	20	10	4	6	10	-	-	-	10
TVf	32	37	38	40	42	42	42	44	44	47	50	50	50	52
N	1	3	3	3	1	2	3	3	3	4	3	3	4	4
Nf	4/5	12/25	6/13	3/7	2/5	2/5	2/5	3/8	3/8	12/35	6/19	6/19	6/19	3/10
Nv	0	1/6	1/5	4/15	1/3	1/3	1/3	2/5	2/5	1/2	3/5	3/5	3/5	2/3

В [4] выделено 14 потенциально стабильных самых симметричных Ф без контактирующих 5-угольных граней. Рассмотрим составные части этих Ф, в частности DIV их граней, вершин, крышки, фрагменты поясов и т.д. (табл., рис. 1). В 14 Ф каждый 5-гон координирован пятью 6-гонами. В свою очередь 6-гон координирован 5-гонами всеми пятью указанными способами; DIVf 6 (рис. 1.4.1), 1/5 (рис. 1.4.2), 2/4п (рис. 1.4.3), 2/4о (рис. 1.4.4), 3/3 (рис. 1.4.5). Последние 4 способа координации представляют собой сверхструктуры к первой. В таблице приведены значения TVf и TVv, DIVf 6-гонов и число N = 1-4 разных значений DIVf. Все вершины Ф – двух видов с DIVv 1/2 и 3 и качественно-количественными кк-формулами /56/ <12> и /6/ <3>. Отношения чисел

этих видов вершин N_v приведены для каждого из 14 Φ в таблице. При увеличении значения TV_v на 10 единиц содержание DIV_v 3 возрастает, и величина N_v увеличивается на $1/6$, при $TV_v = 120$ достигая 1. Аналогично меняется отношение объема куба к его поверхности при увеличении ребра куба на единицу 1 - 6 ($1/6, 2/6, 3/6, 4/6, 5/6, 6/6$). Простейшим будем считать Φ с минимальным числом разных составных частей. Поэтому к простейшим и наиболее стабильным вариантам относим Φ с идентичными DIV всех граней и вершин. В этом случае стабильным должен быть Φ 60. Идентичные DIV_f , но не DIV_v , имеет Φ 80, который не обнаружен, и не имеет Φ 70, который реализован. Почему? По-видимому, увеличение значения N_v имеет преимущественное значение, препятствующее существованию даже простейшего Φ 80 в природе.

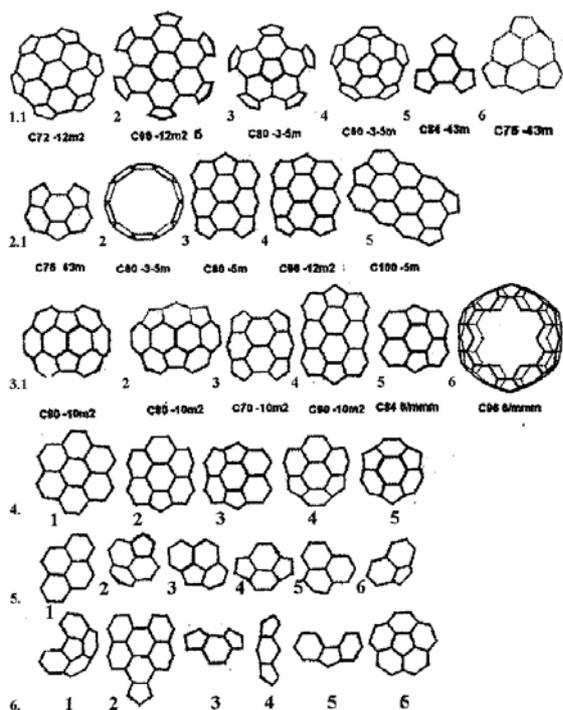
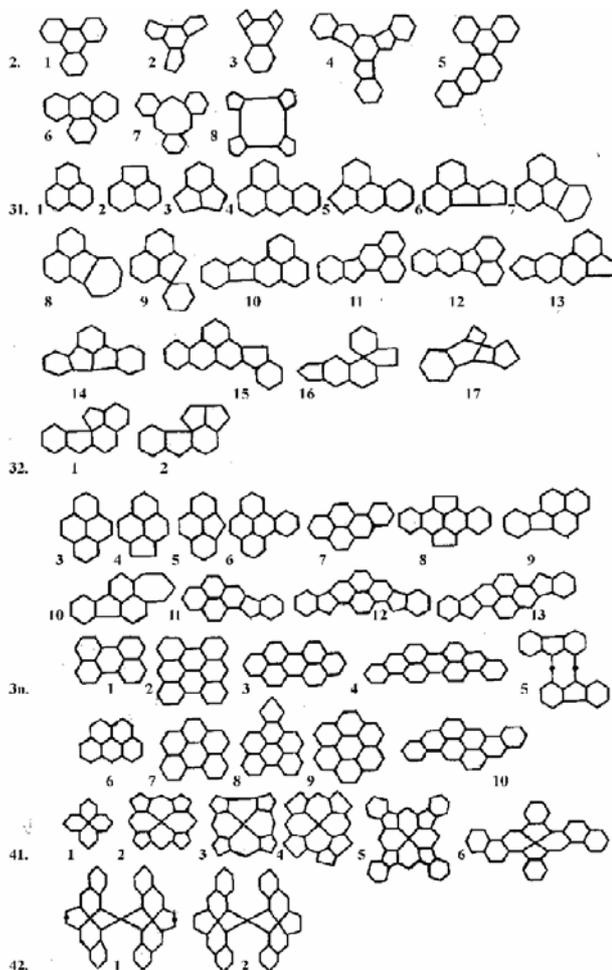


Рис. 1 (сверху). Фрагменты фуллеренов.

Рис. 2 (справа). Центральные полициклы.



Ранее нами проведено исследование возможных покрытий плоскости n -гонами ($n = 3-, 4-, 5-, 6-, 8-12$) и их комбинациями, например из двух, трех, четырех и шести 6-гонов (названы Д, Т, Ч, Ш) [5]. На плоскости b^3 из 6-гонов выделены прямая (П), волнистая (В) и зигзагообразная (З) линии [5] без ветвей и с ветвями [9]. Те же линии и фрагменты можно выделить в Φ , а также в линейных и центральных полициклах (ПЦ), содержащихся в органических молекулах. ПЦ выделены нами из [2, 11, 12]. В ПЦ не различаем типы связей и химически различные атомы.

Крышки Φ приведены на рис. 1.1. Это 5- или 6-гон, координированные пятью или шестью 6-гонами (Ш) и примыкающими одним или двумя 5-гонами во второй координационной сфере. Простейший пояс Φ состоит из волнистой (В) циклической линии с примыкающими к ней ребрами 5-гонами крышек (рис. 1.2.1, 1.2.2). Лента может удвоиться, утроиться (рис. 1.2.3 - 1.2.5, 1.6.2). Фрагменты из Φ сходны с ПЦ (рис. 2.3n.7, 2.3n.8).

Пояс может состоять из прямой (П) циклической ленты с примыкающими к ней двумя лентами из чередующихся 5-гонов и 6-гонов (рис. 1.3.1, 1.3.2), которые присоединяются симметрично или со сдвигом. Следует отметить, что на рис. 1.3.2 образовался третий вид линий – зигзагообразная линия (З). Структуры из линий П, В, З, ПЗ рассмотрены в [9]. В поясах можно выделить фрагменты, представленные на рис. 1.5.1-1.5.4 и содержащиеся в ПЦ (рис. 2.32.3-2.32.13). Ядро ПЦ составляет фрагмент Ч [6] (рис. 2.32.3). Все остальные ПЦ этой группы получаются из Ч упорядоченным замещением одного или двух 6-гонов на 5-гоны, на фрагменты 56, 66, 656. Такие фрагменты имеются и в Φ (рис. 1.6.5). В ПЦ (рис. 2.32.10) 6-гон замещен на 7-гон, что в Φ невозможно. Также в Φ невозможны фрагменты типа 2.32.1, 2.32.2. и 2.41-2.42. В центрах последних ПЦ находится ион металла.

Наконец, еще один способ образования пояса с чередованием 1 и 2, 2 и 3, 3 и 4 6-гонов (рис. 1.3.3-1.3.6). К одному, двум, трем 6-гонам примыкают попарно 5-гоны крышек. Такие фрагменты реализованы также в виде ПЦ (рис. 2.3п.1-2.3п.5). Последний ПЦ не может быть в Ф, так как в нем 6-гон заменен на 8-гон. ПЦ 2.2.2 и 2.31.1 (Т) соответствуют фрагментам из Ф (рис. 1.1.5, 1.5.5). Производные ПЦ образуются из ПЦ 2.2.1 и 2.31.1 заменой одного или более 6-гонов на 4-, 5-, 7-, 8-, 9-гоны и комбинации 45, 55, 66, 56, 57, 666, 656, 566, 665. ПЦ с 4-, 7-, 8-, 9-гонами и комбинацией 55 отсутствуют в 14 Ф. Фрагменты (рис. 1.6.3-1.6.5) выявлены нами в линейных ПЦ.

Молекулы содержат простейшие циклы (n-угольники), причем $n = \{3, 4, 5, 6, 7, 8\}$, всего 6. Обнаружены линейные и центральные комбинации разных циклов (к-формулы) $\{34, 35, 36, 45, 46, 47, 56, 57, 58, 67, 68, 69, 356, 456, 567, 568, 4567\}$, всего 17. Цикл 9 обнаружен лишь в комбинации. Наиболее часто встречающиеся циклы в системе молекул имеют $n = \{5\}$ и $\{6\}$, а комбинации $\{56\}$. Только две комбинации 34 и 47 не содержат циклы 5 и 6. Повтор циклов в молекуле, т.е. число идентичных циклов или коэффициентов равно $\langle 1-9 \rangle$. Число идентичных циклов в ПЦ может быть равно $\langle 1 \rangle$ при $n = \{3, 8, 9\}$, $\langle 1, 2 \rangle$ при $n = \{7\}$, $\langle 1-3 \rangle$ при $n = \{4\}$, $\langle 1-5 \rangle$ при $n = \{5\}$ и $\langle 1-10 \rangle$ при $n = \{6\}$. Качественно-количественные кк-формулы определены для всех рассмотренных ПЦ: $\{3\} \langle 1 \rangle$, $\{4\} \langle 1, 2 \rangle$, $\{5\} \langle 1, 2, 3, 4 \rangle$, $\{6\} \langle 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9 \rangle$, $\{7\} \langle 1 \rangle$, $\{8\} \langle 1 \rangle$, $\{34\} \langle 1/1 \rangle$, $\{35\} \langle 1/1 \rangle$, $\{36\} \langle 1/1, 1/2 \rangle$, $\{45\} \langle 1/1 \rangle$, $\{46\} \langle 1/1, 2/2, 2/10 \rangle$, $\{47\} \langle 1/1 \rangle$, $\{56\} \langle 1/1, 1/2, 2/1, 1/3, 3/1, 1/4, 1/5, 1/6, 2/2, 2/3, 3/2, 2/4, 2/5, 2/6, 2/7, 2/8, 3/4, 5/3, 4/4, 5/4, 4/8 \rangle$, $\{57\} \langle 1/1, 2/1 \rangle$, $\{58\} \langle 1/1, 4/1 \rangle$, $\{67\} \langle 1/1, 1/2, 2/1, 3/1 \rangle$, $\{68\} \langle 1/1, 2/1 \rangle$, $\{69\} \langle 3/1 \rangle$, $\{356\} \langle 1/2/1 \rangle$, $\{456\} \langle 2/2/1, 2/2/8 \rangle$, $\{567\} \langle 1/1/1, 1/2/1, 1/3/1 \rangle$, $\{568\} \langle 1/1/1, 2/4/1 \rangle$, $\{4567\} \langle 1/1/1/1, 3/2/2/2 \rangle$. Набор количественных отношений при следовании входящих в них цифр от большей к меньшей $\langle 1-9, 1/1, 1/2, 1/3, 1/4, 1/5, 1/6, 2/2, 2/3, 2/4, 2/5, 2/6, 2/7, 2/8, 2/10, 3/4, 3/5, 4/4, 4/5, 4/8, 1/1/1, 1/1/2, 1/1/3, 1/2/2, 1/2/4, 2/2/8, 1/1/1/1, 2/2/2/3 \rangle$.

Х.С. Вейсс (Chr. S. Weiss) в XIX в. установил закон зон. Все грани зоны и ребра их пересечения параллельны одному направлению. Символ новой грани, притупляющей ребро (операция β) согласно закону зон получается суммированием индексов символов исходных граней hkl и $h'k'l'$ ($h+h'$ $k+k'$ $l+l'$). Затем математик Брокоччи составил таблицу бинарных отношений взаимно простых чисел, получаемых из исходных попарным сложением числителей и знаменателей со сдвигом последовательно на одну ступень. Далее В. Гольдшмидт показал на ряде примеров, что отношения первых 4 ступеней реализуются в природе. Существование отношений ниже этой границы Гольдшмидт считал маловероятным. В 1950 г. опубликована таблица Фарея, на которой исходные и производные отношения схемы были соединены линиями. В 1984 г. [6] нами схема применена для демонстрации отношений в символах граней, рефлексов с интенсивностью 100, отношений коэффициентов в химических формулах бинарных соединений. Были установлены стабильные последовательности ниже границы Гольдшмидта, предложено использовать схему для отношений кратных и, далее, любых чисел, представлять плоскую компликационную схему (ПКС) в виде линейной (ЛКС), использовать ПКС и ЛКС для любых наборов чисел [7]. Выделены ливни последовательностей Фибоначчи [6, 15]. Ниже приводим ЛКС для к-формул ПЦ. В кавычках указаны бинарные формулы либо латентные, либо не осуществимые: $\{67, 675, 6745, 56, 563, 564, 45, 34, 68, 685, 57, \langle 23 \rangle, 46, 69, 58, 35, 47, \langle 12 \rangle, 36, \langle 1 \rangle, 3, 4, 5, 6, 7, 8\}$.

В составленной нами ЛКС количественных отношений граней, приведенных выше, добавлены все значения N_f , которые отмечены одним восклицательным знаком, если бинарное отношение уже имеется, и двумя, если не имеется. Добавлены также все значения N_v . Они обозначены, соответственно, одной и двумя звездочками. $\langle 1/1, 1/1/1, 1/1/1/1, 2/2, 2/2/1, 4/4, 4/5, !12/15, 3/4, 2/3^*, 2/3/2/2, 3/5^{**}, 1/2^*, 1/2/1, 2/4, 2/4/1, 4/8, !!12/25, \langle 6/13 \rangle, !!12/26, \langle 3/7 \rangle, !!12/28, 2/5^*, !12/30, \langle 3/8 \rangle, !!12/32, !!12/35, 1/3^*, 1/3/1, 2/6, \langle 6/19 \rangle, !!12/38, \langle 3/10 \rangle, !!12/40, 2/7, 4/15^{**}, 1/4, 2/8, 2/8/2, 1/5^*, 2/10, 1/6^*, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9 \rangle$. На рис. 3 дана плоская компликационная схема, на которую нанесены все бинарные отношения из ЛКС. Вместо $1/1, 1/2$ и т.д. написано 11, 12 и т.д. Отскачивающие значения $12/25, 12/35, 6/19$ входят в последовательности $0/1(1/2), 1/3, 2/5, 3/7 \dots 6/13 \dots 12/25; 1/2(1/3), 2/5, 3/8 \dots 12/35; 0/1(1/3), 1/4, 2/7, 3/10 \dots 6/19$.

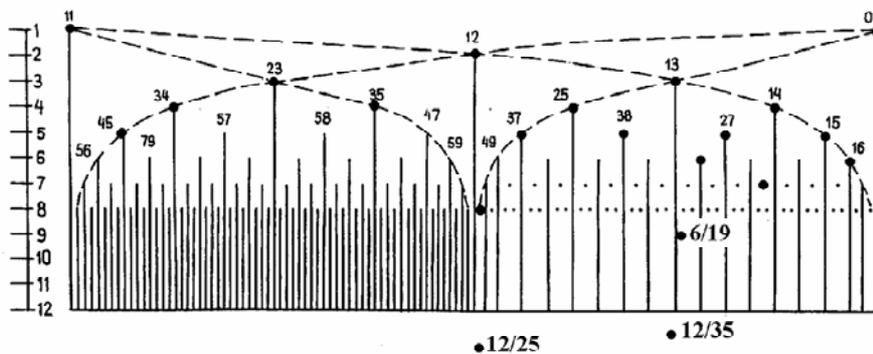


Рис. 3. Плоская компликационная схема количественных бинарных отношений из ЛКС.

Таким образом, сопоставление внешних форм фуллеренов и полициклов органических молекул позволило выявить их сходство и различие, установить закономерности их качественных и количественных отношений.

Показано, что переход от простого к сложному [8] определяется законом упорядоченного изоморфизма и упорядоченной комбинаторики. От системы к системе сохраняются стабильные фрагменты и способы их усложнения.

Список литературы

1. Богданов А. А. Тектология. М.: Экономика, 1987. Т. 1. 304 с.; 1989. Т. 2. 354 с.
2. Бокий Г.Б., Голубкова Н.А. Введение в номенклатуру ИЮПАК. М.: Наука, 1989. 483 с.
3. БСЭ. 1971. Т. 6. С. 300.
4. Войтеховский Ю.Л. Некоторые теоремы и результаты компьютерного генерирования фуллеренов // Математические исследования в кристаллографии, минералогии и петрографии. Тр. Всерос. научн. школы. – Апатиты: Изд-во К & М, 2005. С. 54-62.
5. Смирнова Н.Л. Родственность структурных типов. I. Генетика покрытий // Кристаллография. 1975. Т. 20. №. 3. С. 524-532.
6. Смирнова Н.Л., Белов Н.В. Возможные гомологические серии и встречаемость простых форм // Докл. АН СССР. 1984. Т. 279. № 3. С. 633-636.
7. Смирнова Н.Л. Stable sequences in crystallography. Система планета Земля. Нетрадиционные вопросы геологии // Матер. XIII научн. семинара. М.: РОО «Гармония в строении Земли и планет», 2005. С. 63-73.
8. Смирнова Н.Л. От простого к сложному в системе кристаллов // Новые идеи в науках о земле. Матер. VII Межд. конф. М.: Изд-во КДУ, 2005. С. 60.
9. Смирнова Н.Л. Упорядоченная комбинаторика-изоморфизм в плоских структурах. Подтверждение прогностических схем // Математические исследования в кристаллографии, минералогии и петрографии. Тр. Всерос. научн. школы. Апатиты. Изд-во К & М. 2005. С. 150-152.
10. Степенщиков Д.Г. Особенности компьютерного генерирования фуллеренов // Математические исследования в кристаллографии, минералогии и петрографии. Тр. Всерос. научн. школы. Апатиты. Изд-во К & М, 2005. С. 63-74.
11. Усольцева Н.В., Аكوпова О.Б., Быкова В.В. и др. Жидкие кристаллы: дискотические мезогены. Иваново: Изд-во ИГУ, 2005. 545 с.
12. Химическая энциклопедия. М.: Изд-во БСЭ. 1988. Т. 1; 1990. Т. 2; 1992. Т. 3.
13. Эйнштейн А. Собрание научных трудов. Т. 4. Статьи, рецензии, письма. М.: Наука, 1967.
14. Grunbaum B., Shephard G.C. Tilings and Patterns. London: Freeman and Co, 1987.
15. Perez-Mato J.M., Zakhour-Nakhl M., Weill F. et al. Structure of composites $A_{1+x}(A'B_{1-x})O_3$ related to the 2H hexagonal perovskite: relation between composition and modulation // J. Mater. Chem. 1999. V 9. P 2795-2808.

МЕССБАУЭРОВСКАЯ СПЕКТРОСКОПИЯ ХРИЗОЛИТА

С.В. Соколов¹, В.В. Коровушкин², С.А. Ярмишко³

¹Всероссийский институт минерального сырья

²Московский государственный институт стали и сплавов

³Российский государственный геологоразведочный университет, г. Москва

Различные виды спектроскопического анализа давно нашли применение в минералого-геохимических исследованиях, а в последние годы стали использоваться в геммологии. Мессбауэровская спектроскопия (метод ядерного гамма-резонанса ЯГР) основана на резонансном испускании и поглощении γ -квантов ядрами изотопов. В настоящее время известно более 50 изотопов, на которых наблюдается резонансный эффект. Наиболее часто используется изотоп ^{57}Fe , поскольку эксперименты с ним просты и эффективны вследствие больших периодов полураспада источников излучения, возможности наблюдения при комнатной температуре, узкой ширине резонансных линий. Такие параметры получаемых спектров как изомерный сдвиг δ , квадрупольное расщепление Δ , магнитные поля H на ядрах ^{57}Fe , ширина резонансной линии Γ и площади S , описываемые пиками поглощения, позволяют диагностировать минералы, изучать их структуру, свойства и валентные состояния элементов, влияющих на окраску минералов.

Методом ЯГР были изучены хризолиты из карбонатноосновных щелочно-ультраосновных массивов Ковдор (Кольский п-ов) и Кугда (Красноярский край). На Ковдорском массиве хризолит ювелирного качества слагает центральные зоны крупных (до 10-15 см в длину) кристаллов, краевые части которых представлены слабо окрашенным в зеленоватые тона форстеритом. Вместе с апатитом, тетраферрифлогопитом и магнетитом хризолит встречается в существенно кальцитовых гнездах среди оливинового ядра Главной залежи флогопитового месторождения. В пределах Кугдинского массива ювелирный хризолит приурочен к залегающим среди рудных оливинитов пегматоидным жилам клиногумит-серпофит-флогопит-оливинового состава, где локализован в гнездообразных скоплениях или образует рассеянную вкрапленность.

Для исследования были отобраны хризолиты зеленого цвета, но в хризолите из Ковдора более отчетливо проявлялась желтая цветовая компонента. С целью сравнения был изучен форстерит, слагающий внешнюю зону кристалла ковдорского хризолита. Химический состав минералов (определен на электронных микроанализаторах Jeol 733 и JXA-8100 Superprobe) и их физические свойства даны в табл. 1. Полученные данные свидетельствуют, что железистость хризолита Ковдорского массива (обр. № 1) в целом ниже, чем у хризолита Кугды (обр. № 3). Еще более низкой железистостью обладает форстерит (обр. № 2). Изученные хризолиты, помимо того, различаются по содержанию MnO (незначительно), CaO и NiO . Для ЯГР анализа под микроскопом тщательно отбирались фрагменты кристаллов, не содержащие вростков минеральных фаз, расплавных включений и продуктов распада твердого раствора, представленных пластинками магнетита. Использовались порошковые пробы навеской 200 мг, измельченные до 0.05-0.07 мм.

Таблица 1. Химический состав и физические свойства хризолитов и форстерита.

Образец	Ковдор – хризолит, № 1		Ковдор – форстерит, № 2		Кугда – хризолит, № 3	
	Пределы	Ср. (n=5)	Пределы	Ср. (n=4)	Пределы	Ср. (n=9)
SiO_2	39.72-40.35	40.18	40,75-41,16	40,96	38.83-40.41	39.71
Al_2O_3	0.03-0.07	0.05	–	–	0.00-0.12	0.03
FeO_t	10.82-11.70	11.32	6,34-6,71	6,66	11.16-12.09	11.55
MnO	0.47-0.66	0.53	0,31-0,46	0,39	0.33-0.57	0.47
MgO	46.97-47.45	47.27	50,93-51,38	51,32	46.83-48.85	47.50
CaO	0.39-0.44	0.41	0.35-0.42	0.39	0.09-0.36	0.22
NiO	0.06-0.14	0.09	0,05-0,10	0,07	0.11-0.31	0.17
Сумма		99.85		99,79		99.65
Fa мол. %		11.8		6,8		12.0
Показатели преломления	$n_g=1.689-1.690$, $n_m=1.669-1.672$, $n_p=1.654-1.656$		$n_g=1.686$, $n_m=1.665$, $n_p=1.648$		$n_g=1.691-1.695$, $n_m=1.670$, $n_p=1.660-1.661$	
Плотность, г/см^3	3.35-3.39		3.28-3.34		3.35-3.39	

Примечания: показатели преломления измерены на рефрактометре, плотность определена объеметрическим методом.

Измерения мессбауэровских спектров проводились на спектрометре ЯГРС-4М в режиме постоянных ускорений с источником ^{57}Co в матрице хрома при комнатной температуре. Спектры регистрировались в 256 каналах компьютера и обрабатывались по программе «Univem» (разработана в Ростовском-на-Дону ГУ) с использованием лоренцевой формы описания резонансных линий и равенства их ширины в каждом дублете. Критерием наилучшего разложения спектра на составляющие являлся $\min \chi^2$, оценивающий приближение расчетного

спектра к экспериментальному. Изомерный сдвиг определялся относительно нитропруссид натрия. Мессбауэровские спектры изученных образцов даны на рисунке. Компьютерная обработка показала, что спектры ковдорских образцов представляют собой совокупность двух дублетов от ионов Fe^{3+} и Fe^{2+} , а спектр образца из Кугды выражен одним дублетом от ионов Fe^{2+} . Результаты разложения мессбауэровских спектров на составляющие дублеты, их параметры и коэффициенты окисления железа $K_0 = Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ даны в табл. 2.

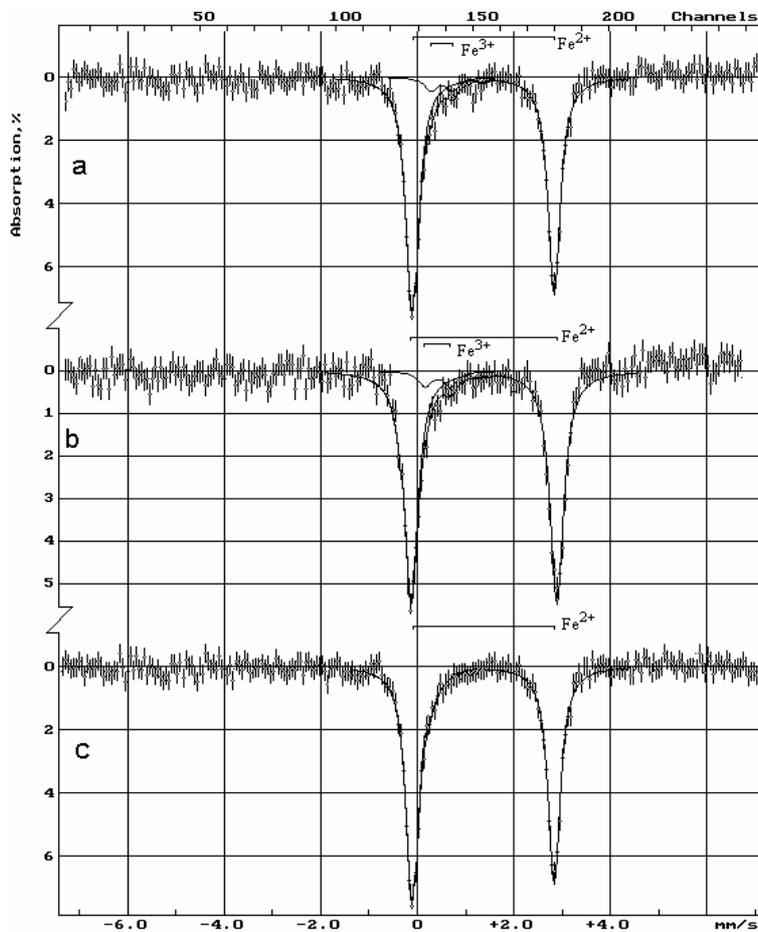


Рис. Мессбауэровские спектры: а – хризолит (обр. № 1), б – форстерит (обр. № 2), с – хризолит (обр. № 3).

Согласно [1], квадрупольное расщепление ионов Fe^{2+} в оливинах находится в обратной зависимости от заселенности ими структурных позиций минералохозяина. Из этого следует, что в образце 2, имеющем $\Delta Fe^{2+} = 3,05$ мм/с, в позициях M1 и M2 содержится меньше железа, чем в образцах №№ 1 и 3, где $\Delta Fe^{2+} = 2,97-2,98$ мм/с. Исходя из приведенной зависимости, в хризолитах обоих массивов заселенность структурных позиций ионами Fe^{2+} составляет 23-25 %, а в образце № 2 около 5 %. Таким образом, по величине квадрупольного расщепления ионов Fe^{2+} можно качественно оценить содержание железа в хризолите.

Ионы железа в зависимости от валентности могут придавать минералам различную окраску. По данным [5], присутствие в оливине Fe^{2+} обуславливает появление зеленого цвета, насыщенность которого возрастает с увеличением содержания этого иона, а даже небольшие количества Fe^{3+} дают желтые оттенки. Мессбауэровские спектры, фиксирующие присутствие и соотношение разновалентных

форм железа в минералах группы оливина, объясняют (в сочетании с химическими анализами) особенности цветовой гаммы изученных минералов. Поскольку K_0 в образцах №№ 1 и 2 одинаков, бледно-зеленый цвет форстерита обусловлен низким содержанием двухвалентного железа, тогда как значительно более высокие количества Fe^{2+} придают хризолитам обоих массивов интенсивную зеленую окраску.

Таблица 2. Мессбауэровские параметры хризолитов (обр. №№ 1 и 3) и форстерита (обр. № 2).

Образцы	Дублеты	Изомерный сдвиг δ , мм/с	Квадрупольное расщепление Δ , мм/с	Ширина резонансной линии Γ , мм/с	Площади дублетов S, отн. %	Коэффициент окисления Fe (K_0)
№ 1	D1 (Fe^{2+})	1,41	2,97	0,36	91,44	0,093
	D2 (Fe^{3+})	0,66	0,50	0,35	8,56	
№ 2	D1 (Fe^{2+})	1,44	3,05	0,31	90,66	0,093
	D2 (Fe^{3+})	0,60	0,45	0,36	9,34	
№ 3	D1 (Fe^{2+})	1,41	2,98	0,31	100	0

Примечание: ошибки определения δ и Δ равны $\pm 0,02$ мм/с.

Образцы Ковдорского массива (№№ 1 и 2) различаются не только содержанием общего железа, но и величиной квадрупольного расщепления Fe^{2+} . Расчеты показывают, что двухвалентное железо сильно превалирует над трехвалентным в хризолите ($Fe^{2+} = 8,04$ %, $Fe^{3+} = 0,75$ %, $Fe^{2+}/Fe^{3+} = 10,7$) и форстерите (4,69 %, 0,48 % и 9,8). Можно утверждать, что образование хризолита и обрастающего его форстерита происходило в достаточно восстановительной среде. На это указывает и присутствие углеводородов в расплавных и флюидных включениях в оливине и апатите Ковдорского флогопитового месторождения [10]. Вместе с тем, эксперимент и эмпирика свидетельствуют о снижении доли фаялитового минерала и величины отношения Fe^{2+}/Fe^{3+} в оливинах при повышении кислородного потенциала в минералообразующей системе. Допустимо предполо-

жить, что подобный эволюционный тренд явился причиной смены хризолита форстеритом в Ковдоре. Хризолит массива Кугда (обр. № 3) по некоторым параметрам для Fe^{2+} аналогичен хризолиту Ковдорского массива (обр. № 1). Тем не менее, их ЯГР спектры заметно различаются. Если в ковдорском образце фиксируется двух- и трехвалентное железо, то в образце из Кугды оно представлено только в форме Fe^{2+} (см. табл. 2 и рис.). В последнем случае коэффициент окисления железа равен 0, что свидетельствует о более восстановительной среде при образовании хризолита на массиве Кугда. Наш вывод подтверждается данными работы [4], в которой на примере оливинов из кимберлитов показано снижение содержания Mn и Ca и одновременный рост концентрации Ni при падении парциального давления кислорода. Именно такие соотношения между элементами-индикаторами выявляются при сравнении химических составов изученных хризолитов (см. табл. 1).

По Д.С. Коржинскому, замещение сильного основания Mg^{2+} относительно слабым Fe^{2+} (равносильно обогащению оливина фаялитовым миналом) говорит о повышении кислотности. Следовательно, на Ковдорском массиве обрастание хризолита форстеритом может быть связано, помимо вышеуказанной причины, с ростом основности (щелочности) минералообразующей среды. Выявленные соотношения двух- и трехвалентного железа позволяют оценить кислотно-основные условия кристаллизации изученных хризолитов. Поскольку Fe^{3+} по сравнению с Fe^{2+} является менее основным компонентом, то обнаружение иона Fe^{3+} в ковдорском хризолите указывает на более кислотные условия относительно хризолита из Кугды, в котором трехвалентное железо не зафиксировано. Результаты наших исследований, установивших в кугдинском хризолите зеленого цвета отсутствие Fe^{3+} , находятся в противоречии с ранее опубликованными данными [6]. Авторы цитируемой статьи изучили методом мессбауэровской спектроскопии хризолит, идентичный нашему образцу, по цвету и геологической позиции, и обнаружили в нем 2.8 % трехвалентного железа. По-видимому, хризолиты Кугдинского массива обладают переменным составом, обусловленным локальной изменчивостью физико-химических условий образования.

В литературе распространена точка зрения, основанная на данных ЭПР метода, по которой присутствие в оливинах ионов трехвалентного железа свидетельствует о метасоматическом (метаморфическом) генезисе, тогда как отсутствие или незначительное содержание Fe^{3+} , напротив, говорит в пользу глубинной магматической кристаллизации в восстановительных условиях [2, 3]. В работе [6] подобная аргументация используется для обоснования метаморфогенной природы кугдинского хризолита. При исследовании более 20 образцов хризолитов из массивов Ковдор и Кугда (в т.ч. двух кугдинских образцов, полученных от одного из авторов статьи [6]) почти во всех были встречены расплавные включения, что подтверждает их магматическое происхождение [7, 8]. Изученный материал содержал хризолиты различного цвета, и среди них – фрагменты зелено-желтой окраски, для которых с большой вероятностью можно было ожидать присутствие ионов Fe^{3+} . Для ковдорских образцов это предположение нашло подтверждение в спектрах поглощения: проявленные полосы с максимумами 385, 450, 485 и 615 нм говорят о вхождении в структуру хризолита как двух-, так и трехвалентного железа [9]. Таким образом, обнаружение Fe^{3+} не является однозначным доказательством метасоматического (или метаморфического) генезиса хризолитов, способных при определенных условиях захватывать окись железа в процессе кристаллизации из магматических расплавов.

Список литературы

1. Бенкрофт Г., Меддок А., Барнс Р. Применение эффекта Мессбауэра к минералогии силикатов. 1. Силикаты железа с известной структурой. Физика минералов. М.: Мир, 1971. С. 179-204.
2. Васильев Ю.Р., Щербакова М.Я., Истомин В.Е. Генетические типы оливинов ультраосновных пород Сибирской платформы // Геохимия. 1981. № 10. С. 1546-1553.
3. Велинский В.В., Банников А.В. Оливины альпинотипных гипербазитов // Тр. института геологии и геофизики. Вып. 641. Новосибирск, 1986. С. 1-130.
4. Егоров К.Н. Последовательность кристаллизации оливина на мантийном этапе минералообразования кимберлитов // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. № 1. С. 174-178.
5. Платонов А.Н., Таран М.Н., Харьков А.Д. и др. Исследование особенностей окраски ювелирных хризолитов из месторождений СССР. Конституция и свойства минералов. Киев: Наукова думка, 1977. С. 41-49.
6. Розенберг К.А., Соболев А.В. Спектроскопическое изучение хризолитов различных генетических типов. // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 2002. № 2. С. 57-61.
7. Соколов С.В., Чистякова Н.И., Ярмишко С.А. Включения в хризолите флогопитового месторождения массива Ковдор (Кольский п-ов). Геологическое изучение и использование недр // Информационный сб. Вып. 4. М.: Геоинформцентр, 2003. С. 26-37.
8. Соколов С.В., Ярмишко С.А., Чистякова Н.И. Фазовый состав расплавных включений в хризолите массива Кугда, Россия // Минерал. музеи. V Межд. симп. СПб., 2005. С. 224-225.
9. Ярмишко С.А., Соколов С.В., Рассулов В.А. Спектроскопические свойства Ковдорского хризолита. Матер. VI Межд. конф. "Новые идеи в науках о Земле". Т. 2. М., 2003. С. 131.
10. Sokolov S.V., Chukanov N.V. Carbon-bearing compounds in inclusions from the minerals in the Kovdor massif (Kola Peninsula, Russia) // Acta Mineral.-Petrogr. Abstract series. 2003. N 2. P 192-193.

РЕКОРДНЫЙ ВКЛАД КОЛЬСКОГО РЕГИОНА В ОБЩУЮ СИСТЕМУ МИНЕРАЛЬНЫХ ВИДОВ

А.П. Хомяков. Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, г. Москва

Вторая половина минувшего столетия ознаменовалась в минералогии поражающим воображение числом открытий. Только с 1970 по 2000 гг. во всем мире открыто примерно столько же минералов, что и за предшествующий период. Система минералов расширилась с 2000 до 4000 видов. Рекордный вклад в это внес Кольский регион, где за 80-летний период, начатый экспедициями В. Рамзая и А.Е. Ферсмана, описано 45 новых минералов, а за следующий 30-летний период с 1971 по 2000 гг. – свыше 130. Особенно результативным был период с 1991 по 2005 гг., в течение которого здесь было открыто 113 новых минералов, перечисленных в таблице. О необычно высокой динамике открытий говорят цифры, относящиеся к трем равным отрезкам периода (1991-1995, 1996-2000 и 2001-2005 гг.), в течение которых здесь открыто 20, 33 и 60 минералов. Почти все они открыты в агапитовых нефелиновых сиенитах (88 видов) и карбонатитовых комплексах (22 вида). Всего, начиная с открытия в 1894 г. лампрофиллита, на территории региона описано 240 новых минералов, что значительно больше, чем в любой минералогической провинции мира, включая уникальные Уральскую, Гардарскую и Монтереджианскую. Основным источником открытий новых кольских минералов в последние годы являлись крупнейшие в мире редкометалльно-фосфатные месторождения, пространственно и генетически связанные с щелочными массивами Хибино-Ловозерского комплекса, который резко выделяется среди минералогических уникамов нашей планеты по общему числу (около 600) и числу впервые описанных в нем (около 200) минеральных видов из всех ведущих классов химических соединений.

Теоретическое осмысление этого уникального генофонда минералов щелочных пород проводилось непрерывно по мере его формирования, что нашло отражение в трудах нескольких поколений минералогов, геохимиков и геологов. Результатом явилось зарождение и развитие ряда фундаментальных идей, таких как обоснование А.Е. Ферсманом преимущественного нахождения Zr, Ti и Nb в высокощелочных магмах не в виде высокозарядных катионов, а в виде комплексных анионов. Эта концепция объяснила главные особенности минералогии и геохимии характерных элементов Хибин и Ловозера, а также использована Л.Н. Когарко для обоснования вероятных моделей генезиса сверхкрупных лопаритовых и эвдиалитовых месторождений. Она же использовалась Н.В. Беловым и его школой при разработке теоретических основ кристаллохимии типоморфных для агапитовых пород минералов со смешанными анионными радикалами. В свою очередь, среди минералов смешанно-радикального типа автором впервые в минералогии были выделены “трансформационные минеральные виды” (ТМВ) – особая генетическая группа минералов, которые в отличие от обычных минералов, способных кристаллизоваться из расплавов или растворов, образуются исключительно путем псевдоморфизации других минералов–протофаз с наследованием основных особенностей состава и структуры [2]. Однозначность соответствия между эволюционно связанными парами протоминерал – ТМВ открывает возможности для надежной реконструкции первичного минерального состава пород и руд по продуктам изменения и использования последних при расшифровке палеоусловий и палеопроцессов. В частности, на этой основе была раскрыта природа ловозерит-мурманитовых луювритов (3-я фаза Ловозерского массива) как измененных цирсиналит-ломоносовитовых луювритов. Выделение трансформационных минеральных видов явилось значительным вкладом в разработку общей концепции наследования в минералогенезисе [3, 4].

В последние годы обширные семейства природных титано-, цирконо-, бериллосиликатов и других минералов со смешанно-радикальной структурой оказались в центре внимания экологов как новый класс сорбентов и ионообменников, обладающих высокой изоморфной емкостью в отношении высокоактивных загрязнителей окружающей среды. Об этом свидетельствует большой объем публикаций, касающихся условий синтеза и свойств аналогов соответствующих минералов, в том числе ловдарита, пенквилксита, сейдита, зорита и умбита, впервые описанных в качестве новых минералов в пегматитах Хибино-Ловозерского комплекса.

По нашим прогнозам [1], общая система установленных в природе минералов к середине XXI в. будет расширена от современных 4 до примерно 10 тысяч видов. Соответственно, к тому времени, а возможно и раньше, до 1000 видов расширится минералогический кадастр Хибино-Ловозерского комплекса, который будет по-прежнему концентрировать на себе внимание щелочников всего мира, питая их новыми замечательными идеями и данными об открытиях новых минералов с уникальной кристаллической структурой и технически важными свойствами. Открытия в Кольском регионе рекордного числа минералов, большей частью весьма необычных по составу и строению, радикально изменили представления о химическом и структурном разнообразии минерального мира, особенностях распределения различных, в первую очередь редких, элементов в породах и рудах. Они привели к выявлению принципиально новых видов минерального сырья и переоценке ряда конкретных месторождений, явились мощным стимулом развития минералогии и сопредельных наук и могут рассматриваться как фундаментальный вклад в общую систему минеральных видов.

В ходе систематического изучения минералогии Кольского региона в последней трети XX в. на базе Кольского научного центра РАН и ряда учебных и научных организаций Москвы и Санкт-Петербурга сформировалась одна из крупных ветвей российской школы первооткрывателей минералов. Объединяя единством целей и объектов многие коллективы исследователей, она давно трансформировалась в межведомственную научную школу. Несколько десятилетий она удерживает лидирующие позиции в мировой науке, успешно продолжая дело А.Е. Ферсмана, в силу чего может вполне заслуженно именоваться ферсмановской школой.

Таблица. Новые минералы Кольского региона, открытые в 1991-2005 гг.

№ п/п	Название	Формула	Первый автор и год описания (открытия)
1	Алсахаровит-Zn	$\text{NaSrKZn}(\text{Ti,Nb})_4(\text{Si}_4\text{O}_{12})_2(\text{O,OH})_4\text{H}_2\text{O}$	И.В. Пеков (2003)
2	Алгисит*	$\text{Na}_3\text{K}_6\text{Ti}_2\text{Al}_2\text{Si}_8\text{O}_{26}\text{Cl}_3$	А.П. Хомяков (1994)
3	Анкилит-(La)	$\text{SrLa}(\text{CO}_3)_2(\text{OH})\cdot\text{H}_2\text{O}$	В.Н. Яковенчук (1997)
4	Барноольгит	$\text{Ba}(\text{Na,Sr,REE})_2\text{Na}(\text{PO}_4)_2$	И.В. Пеков (2004)
5	Бахчисарайцевит	$\text{Na}_2\text{Mg}_5(\text{PO}_4)_4\cdot 7\text{H}_2\text{O}$	Р.П. Лиферович (2000)
6	Беловит-(La)*	$\text{NaSr}_3(\text{La,Ce})(\text{PO}_4)_3(\text{F,OH})$	И.В. Пеков (1996)
7	Буссенит*	$\text{Na}_2\text{Ba}_2\text{FeTiSi}_2\text{O}_7(\text{CO}_3)(\text{OH})_3\text{F}$	А.П. Хомяков (2001)
8	Быковаит*	$\text{BaNa}(\text{Na,Ti})_4[(\text{Ti,Nb})_2(\text{OH,O})_3\text{Si}_4\text{O}_{14}](\text{OH,F})_2\cdot 3\text{H}_2\text{O}$	А.П. Хомяков (2005)
9	Вильгельмрамзаит	$\text{Cu}_3\text{FeS}\cdot 2\text{H}_2\text{O}$	И.В. Пеков (2004)
10	Вуориярвит-К	$(\text{K,Na})_2(\text{Nb,Ti})_2\text{Si}_4\text{O}_{12}(\text{O,OH})_2\cdot 4\text{H}_2\text{O}$	В.В. Субботин (1998)
11	Георгбарсановит*	$\text{Na}_{12}(\text{Mn,REE,Sr})_3\text{Ca}_6\text{Fe}_3\text{Zr}_3\text{Nb}(\text{Si}_{25}\text{O}_{76})\text{Cl}_2\cdot\text{H}_2\text{O}$	А.П. Хомяков (2005)
12	Гидроксиканкринит*	$\text{Na}_8(\text{AlSiO}_4)_6(\text{OH})_2\cdot 2\text{H}_2\text{O}$	А.П. Хомяков (1992)
13	Глаголевит	$\text{NaMg}_6[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH,O})_8\cdot\text{H}_2\text{O}$	М.В. Середкин (2003)
14	Гладиусит	$(\text{Fe}^{2+},\text{Fe}^{3+},\text{Mg})_{11}(\text{PO}_4)_2\text{O}_2(\text{OH})_{16}\cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Р.П. Лиферович (2000)
15	Гмелинит-К*	$(\text{K,Na,Ca})_6[\text{Al}_7\text{Si}_{17}\text{O}_{48}]\cdot 22\text{H}_2\text{O}$	А.П. Хомяков (2001)
16	Гольшевит	$(\text{Na,Ca})_{10}\text{Ca}_9(\text{Fe}^{3+},\text{Fe}^{2+})_2\text{Zr}_3\text{NbSi}_{25}\text{O}_{72}(\text{CO}_3)(\text{OH})_3\cdot\text{H}_2\text{O}$	Н.В. Чуканов (2005)
17	Гуковаит-Мп	$\text{CaK}_2\text{Mn}(\text{Ti,Nb})_4(\text{Si}_4\text{O}_{12})_2(\text{O,OH})_4\cdot 5\text{H}_2\text{O}$	И.В. Пеков (2002)
18	Гердингенит-Са	$\text{K}_2\text{Ca}(\text{Nb,Ti})_4(\text{Si}_4\text{O}_{12})_2(\text{O,OH})_4\cdot 6\text{H}_2\text{O}$	И.В. Пеков (2005)
19	Делонейт-(Ce)*	$\text{NaCa}_2\text{SrCe}(\text{PO}_4)_3\text{F}$	А.П. Хомяков (1996)
20	Диверсилит-(Ce)*	$\text{Na}_2(\text{Ba,K})_6\text{Ce}_2\text{Fe}^{2+}\text{Ti}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]_3[\text{SiO}_3\text{OH}]_3(\text{OH,H}_2\text{O})_9$	А.П. Хомяков (2003)
21	Енаит	$\text{CaMgSc}(\text{PO}_4)_2(\text{OH})\cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Р.П. Лиферович (1997)
22	Ершовит*	$\text{Na}_4\text{K}_3(\text{Fe,Ti})_2\text{Si}_8\text{O}_{20}(\text{OH})_4\cdot 4\text{H}_2\text{O}$	А.П. Хомяков (1993)
23	Изолуешит	$(\text{Na,REE})(\text{Nb,Ti})\text{O}_3$	А.Р. Шахмурадян (1997)
24	Икранит	$(\text{NaH}_3\text{O})_4(\text{CaMnREE})_6\text{Fe}^{3+}\text{Zr}_3(\square\text{Zr})(\square\text{Si})\text{Si}_{24}\text{O}_{66}(\text{O,OH})_8\text{Cl}_3\text{H}_2\text{O}$	Н.В. Чуканов (2003)
25	Интерсилит*	$\text{Na}_6\text{MnTiSi}_{10}\text{O}_{24}(\text{OH})_4\cdot 4\text{H}_2\text{O}$	А.П. Хомяков (1996)
26	Калиевый арфведсонит	$\text{KNa}_2\text{Fe}^{2+}_4\text{Fe}^{3+}\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	И.В. Пеков (2004)
27	Калиевый хлорпаргасит	$\text{KCa}_2(\text{Mg,Fe})_4\text{Al}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{Cl,OH})_2$	Н.В. Чуканов (2002)
28	Калиферсит*	$(\text{K,Na})_5\text{Fe}_7\text{Si}_{20}\text{O}_{50}(\text{OH})_6\cdot 12\text{H}_2\text{O}$	Дж. Феррарис (1998)
29	Канкрисилит*	$\text{Na}_7\text{Al}_5\text{Si}_7\text{O}_{24}(\text{CO}_3)\cdot 3\text{H}_2\text{O}$	А.П. Хомяков (1991)
30	Капустинит	$\text{Na}_{5,5}\text{Mn}_{0,25}\text{ZrSi}_6\text{O}_{16}(\text{OH})_2$	И.В. Пеков (2003)
31	Кариохроит	$(\text{Na,Sr})_3(\text{Fe}^{3+},\text{Mg})_{10}[\text{Ti}_2\text{Si}_{12}\text{O}_{37}](\text{O,OH})_9\cdot 8\text{H}_2\text{O}$	П.М. Карташов (2005)
32	Каттиит	$\text{Mg}_3(\text{PO}_4)_2\cdot 22\text{H}_2\text{O}$	С.Н. Бритвин (2002)
33	Квадруфит*	$\text{Na}_{14}\text{CaMgTi}_4\text{Si}_4\text{P}_4\text{O}_{34}\text{F}_2$	А.П. Хомяков (1992)
34	Клинобарилит	$\text{BaBe}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)$	Н.В. Чуканов (2003)
35	Коробицынит*	$\text{Na}_3(\text{Ti,Nb})_2\text{Si}_4\text{O}_{12}(\text{O,OH})_2\cdot 4\text{H}_2\text{O}$	И.В. Пеков (1999)
36	Красновит	$\text{Ba}(\text{Al,Mg})(\text{PO}_4,\text{CO}_3)(\text{OH})_2\cdot\text{H}_2\text{O}$	С.Н. Бритвин (1996)
37	Кривовичевит	$\text{Pb}_3[\text{Al}(\text{OH})_6](\text{SO}_4)(\text{OH})$	В.Н. Яковенчук (2005)
38	Крофордит*	$\text{Na}_3\text{Sr}(\text{CO}_3)(\text{PO}_4)$	А.П. Хомяков (1994)
39	Кузьменкоит-Мп	$\text{K}_2(\text{Mn,Fe})(\text{Ti,Nb})_4(\text{Si}_4\text{O}_{12})_2(\text{OH})_4\cdot 5\text{H}_2\text{O}$	Н.В. Чуканов (1999)
40	Кузьменкоит-Zn	$\text{K}_2\text{Zn}(\text{Ti,Nb})_4(\text{Si}_4\text{O}_{12})_2(\text{OH,O})_4\cdot 6\text{-}8\text{H}_2\text{O}$	Н.В. Чуканов (2002)
41	Кукисвумит	$\text{Na}_6\text{ZnTi}_4\text{Si}_8\text{O}_{28}\cdot 4\text{H}_2\text{O}$	В.Н. Яковенчук (1991)
42	Кухаренкоит-(Ce)	$\text{Ba}_2\text{Ce}(\text{CO}_3)_3\text{F}$	А.Н. Зайцев (1996)
43	Кухаренкоит-(La)	$\text{Ba}_2(\text{La,Ce})(\text{CO}_3)_3\text{F}$	И.В. Пеков (2003)
44	Лабиринтит*	$(\text{Na,K,Sr})_{35}\text{Ca}_{12}\text{Fe}_3\text{Zr}_6\text{TiSi}_{51}\text{O}_{144}(\text{O,OH,H}_2\text{O})_9\text{Cl}_3$	А.П. Хомяков (2003)
45	Лабунцовит-Fe*	$\text{Na}_4\text{K}_4(\text{Ba,K})_2(\text{Fe,Mg,Mn},\square)_2\text{Ti}_8(\text{Si}_4\text{O}_{12})_4(\text{O,OH})_8\cdot 10\text{H}_2\text{O}$	А.П. Хомяков (2001)
46	Лабунцовит-Mg*	$\text{Na}_4\text{K}_4(\text{Ba,K})(\text{Mg,Fe},\square)_2\text{Ti}_8(\text{Si}_4\text{O}_{12})_4(\text{O,OH})_8\cdot 10\text{H}_2\text{O}$	А.П. Хомяков (2001)
47	Леммлейнит-Ва	$\text{Na}_2\text{K}_2\text{Ba}_{1+x}(\text{Ti,Nb})_4(\text{Si}_4\text{O}_{12})_2(\text{O,OH})_4\cdot 5\text{H}_2\text{O}$	Н.В. Чуканов (2001)
48	Леммлейнит-К*	$\text{NaK}_2(\text{Ti,Nb})_2\text{Si}_4\text{O}_{12}(\text{O,OH})_2\cdot 2\text{H}_2\text{O}$	А.П. Хомяков (1999)
49	Лепхенельмит-Zn	$\text{Ba}_2\text{Zn}(\text{Ti,Nb})_4(\text{Si}_4\text{O}_{12})_2(\text{O,OH})_4\cdot 7\text{H}_2\text{O}$	И.В. Пеков (2004)
50	Лисицынит*	KBSi_2O_6	А.П. Хомяков (2000)
51	Литвинскит	$\text{Na}_2(\square,\text{Na,Mn})\text{ZrSi}_6\text{O}_{12}(\text{OH,O})_6$	И.В. Пеков (2000)
52	Малинкоит*	NaBSiO_4	А.П. Хомяков (2000)
53	Манаксит*	$\text{NaKMnSi}_4\text{O}_{10}$	А.П. Хомяков (1992)
54	Манганонауказит*	$\text{Na}_6(\text{Mn,Fe}^{2+})\text{Al}_4\text{Si}_8\text{O}_{26}$	А.П. Хомяков (2000)
55	Манганордиг-(Ce)	$\text{Na}_3\text{SrCeMnSi}_6\text{O}_{17}$	И.В. Пеков (1998)
56	Манганосегелерит	$(\text{Mn,Ca})(\text{Mn,Fe,Mg})\text{Fe}^{3+}(\text{PO}_4)_2(\text{OH})\cdot 4\text{H}_2\text{O}$	А.В. Волошин (1992)
57	Мегакальсилит*	KAlSiO_4	А.П. Хомяков (2002)
58	Мегакиклит*	$\text{Na}_8\text{KSi}_9\text{O}_{18}(\text{OH})_9\cdot 19\text{H}_2\text{O}$	А.П. Хомяков (1993)
59	Меньшиковит	$\text{Pd}_3\text{Ni}_2\text{As}_3$	А.Ю. Барков (2002)
60	Миддендорфит	$\text{K}_3\text{Na}_2\text{Mn}_5\text{Si}_{12}(\text{O,OH})_{36}\cdot 2\text{H}_2\text{O}$	И.В. Пеков (2005)
61	Минеевит-(Y)*	$\text{Na}_{25}\text{BaY}_2(\text{CO}_3)_{11}(\text{HCO}_3)_4(\text{SO}_4)_2\text{F}_2\text{Cl}$	А.П. Хомяков (1992)
62	Моговидит	$\text{Na}_9(\text{Ca,Na})_6\text{Ca}_6\text{Fe}_2\text{Zr}_3\text{Si}_{25}\text{O}_{72}(\text{CO}_3)(\text{OH})_4$	Н.В. Чуканов (2005)
63	Набалампрофиллит	$\text{Ba}(\text{Na,Ba})\{\text{Na}_3\text{Ti}[\text{Ti}_2\text{O}_2\text{Si}_4\text{O}_{14}](\text{OH,F})_2\}$	Н.В. Чуканов (2004)
64	Натроксалат*	$\text{Na}_2\text{C}_2\text{O}_4$	А.П. Хомяков (1996)
65	Нафертисит*	$\text{Na}_3(\text{Fe}^{2+},\text{Fe}^{3+})_6\text{Ti}_2\text{Si}_{12}\text{O}_{34}(\text{O,OH})_7\cdot 2\text{H}_2\text{O}$	А.П. Хомяков (1995)

66	Нескевараит-Fe	$\text{NaK}_2\text{Fe}(\text{Ti},\text{Nb})_4(\text{Si}_4\text{O}_{12})_2(\text{O},\text{OH})_4\cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Н.В. Чуканов (2003)
67	Органоваит-Mn	$\text{K}_2\text{Mn}(\text{Nb},\text{Ti})_4(\text{Si}_4\text{O}_{12})_2(\text{O},\text{OH})_4\cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Н.В. Чуканов (2001)
68	Органоваит-Zn	$\text{K}_2\text{Zn}(\text{Nb},\text{Ti})_4(\text{Si}_4\text{O}_{12})_2(\text{O},\text{OH})_4\cdot 6\text{H}_2\text{O}$	И.В. Пеков (2002)
69	Паравиноградовит*	$(\text{Na},\square)_2[(\text{Ti}^{4+},\text{Fe}^{3+})_4(\text{Si}_2\text{O}_6)_2(\text{Si}_3\text{AlO}_{10})(\text{OH})_4]\cdot \text{H}_2\text{O}$	А.П. Хомяков (2003)
70	Паракузьменкоит-Fe	$(\text{K},\text{Ba})_2\text{Fe}(\text{Ti},\text{Nb})_4(\text{Si}_4\text{O}_{12})_2(\text{O},\text{OH})_4\cdot 7\text{H}_2\text{O}$	Н.В. Чуканов (2001)
71	Паранатисит*	$\text{Na}_2\text{TiSiO}_5$	А.П. Хомяков (1992)
72	Парацепинит-Ba	$(\text{Ba},\text{Na},\text{K})_{2-x}(\text{Ti},\text{Nb})_2(\text{Si}_4\text{O}_{12})(\text{OH},\text{O})_2\cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Н.В. Чуканов (2003)
73	Парацепинит-Na	$(\text{Na},\text{Sr},\text{K},\text{Ca},\text{Ba})_{2-x}(\text{Ti},\text{Nb})_2(\text{Si}_4\text{O}_{12})(\text{OH},\text{O})_2\cdot n\text{H}_2\text{O}$	Н.И. Органова (2004)
74	Пауговит	CsFe_2S_3	И.В. Пеков (2005)
75	Полифит*	$\text{Na}_{17}\text{Ca}_3\text{Mg}(\text{Ti},\text{Mn})_4\text{Si}_4\text{P}_6\text{O}_{40}\text{F}_6$	А.П. Хомяков (1992)
76	Пятенкоит-(Y)*	$\text{Na}_5\text{YTiSi}_6\text{O}_{18}\cdot 6\text{H}_2\text{O}$	А.П. Хомяков (1996)
77	Раслакит	$\text{Na}_{15}(\text{Ca}_3\text{Fe}_3)(\text{Na},\text{Zr})_3(\text{Si},\text{Nb})(\text{Si}_{25}\text{O}_{73})(\text{OH},\text{H}_2\text{O})_3(\text{Cl},\text{OH})_2$	Н.В. Чуканов (2003)
78	Расцветаевит*	$\text{Na}_2\text{K}_8\text{Ca}_{12}\text{Fe}_3\text{Zr}_6\text{Si}_4[\text{Si}_3\text{O}_9]_4[\text{Si}_9\text{O}_{27}]_4(\text{O},\text{OH},\text{H}_2\text{O})_6\text{Cl}_2$	А.П. Хомяков (2003)
79	Ремондит-(La)	$\text{Na}_3(\text{La},\text{Ce},\text{Ca})_3(\text{CO}_3)_5$	И.В. Пеков (2000)
80	Римкорольгит*	$\text{Mg}_3\text{Ba}(\text{PO}_4)_4\cdot 8\text{H}_2\text{O}$	С.Н. Бритвин (1995)
81	Сазыкинаит-(Y)*	$\text{Na}_5\text{YZrSi}_6\text{O}_{18}\cdot 6\text{H}_2\text{O}$	А.П. Хомяков (1993)
82	Сейдит-(Ce)*	$\text{Na}_4\text{SrCeTiSi}_8\text{O}_{22}\text{F}\cdot 5\text{H}_2\text{O}$	А.П. Хомяков (1998)
83	Ситинакит*	$\text{Na}_2\text{KTi}_4\text{Si}_2\text{O}_{13}(\text{OH})\cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Ю.П. Меньшиков (1992)
84	Стронциовитлокит	$\text{Sr}_9\text{Mg}(\text{PO}_4)_6(\text{PO}_3\text{OH})$	С.Н. Бритвин (1991)
85	Сферобертрандит (реабилит.)	$\text{Be}_2\text{SiO}_4(\text{OH})_2$ (новая формула)	Е.И. Семенов (1957)
86	Терновит	$(\text{Mg},\text{Ca})\text{Nb}_4\text{O}_{11}\cdot n\text{H}_2\text{O}$	И.В. Пеков (2003)
87	Тьеттаит*	$(\text{Na},\text{K})_{17}\text{Fe}^{3+}\text{TiSi}_6\text{O}_{29}(\text{OH})_{30}\cdot 2\text{H}_2\text{O}$	В.В. Субботин (1997)
88	Томсонит-Sr	$(\text{Sr},\text{Ca})_2\text{Na}(\text{Al}_5\text{Si}_5\text{O}_{20})\cdot 6\cdot 7\text{H}_2\text{O}$	А.П. Хомяков (1993)
89	Тумчайт	$\text{Na}_2(\text{Zr},\text{Sn})\text{Si}_4\text{O}_{11}\cdot 2\text{H}_2\text{O}$	И.В. Пеков (2001)
90	Фекличевит	$\text{Na}_{11}\text{Ca}_9(\text{Fe}^{3+},\text{Fe}^{2+})_2\text{Zr}_3\text{Nb}(\text{Si}_{25}\text{O}_{73})(\text{OH},\text{H}_2\text{O},\text{Cl},\text{O})_5$	В.В. Субботин (2000)
91	Ферронордит-(Ce)	$\text{Na}_3\text{SrCeFeSi}_6\text{O}_{17}$	И.В. Пеков (2001)
92	Ферронордит-(La)	$\text{Na}_3\text{Sr}(\text{La},\text{Ce})\text{FeSi}_6\text{O}_{17}$	И.В. Пеков (1998)
93	Фосфониллит	$\text{Ba}_4\text{Na}_3\text{Tl}_3\text{Si}_4\text{O}_{14}(\text{PO}_4,\text{SO}_4)_2(\text{O},\text{F})_3$	И.В. Пеков (2001)
94	Фторкафит*	$(\text{Ca},\text{Sr},\text{REE},\text{Na})_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$	И.В. Пеков (2005)
95	Фторгаленит-(Y)	$\text{Y}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}\text{F}$	А.П. Хомяков (1997)
96	Хенримейерит	$\text{BaFe}^{2+}\text{Ti}_7\text{O}_{16}$	А.В. Волошин (1997)
97	Хлорбартонит	$\text{K}_6\text{Fe}_{24}\text{S}_{26}(\text{Cl},\text{S})$	Р.Х. Митчелл (2000)
98	Цепинит-Sa	$(\text{Ca},\text{K},\text{Na},\square)_2(\text{Ti},\text{Nb})_2(\text{Si}_4\text{O}_{12})(\text{OH},\text{O})_2\cdot 4\text{H}_2\text{O}$	В.Н. Яковенчук (2003)
99	Цепинит-K	$(\text{K},\text{Ba},\text{Na})_2(\text{Ti},\text{Nb})_2(\text{Si}_4\text{O}_{12})(\text{OH},\text{O})_2\cdot 3\text{H}_2\text{O}$	И.В. Пеков (2003)
100	Цепинит-Na	$(\text{Na},\text{H}_3\text{O})_2(\text{Ti},\text{Nb})_2(\text{Si}_4\text{O}_{12})(\text{OH},\text{O})_2\cdot 3\text{H}_2\text{O}$	Н.В. Чуканов (2003)
101	Цепинит-Sr	$(\text{Sr},\text{Ba},\text{K},\square)(\text{Ti},\text{Nb})_2(\text{Si}_4\text{O}_{12})(\text{OH},\text{O})_2\cdot 3\text{H}_2\text{O}$	З.В. Шлюкова (2001)
102	Церит-(La)	$(\text{La},\text{Ce},\text{Ca})_9(\text{Fe},\text{Ca},\text{Mg})(\text{SiO}_4)_3[\text{Si}_3\text{O}_7\text{OH}]_4(\text{OH})_3$	И.В. Пеков (2005)
103	Чивруайит	$\text{Ca}_4(\text{Ti},\text{Nb})_5[(\text{Si}_6\text{O}_{17})_2(\text{OH},\text{O})_5]\cdot 14\text{H}_2\text{O}$	И.В. Пеков (2005)
104	Шабазит-Sr	$(\text{Sr},\text{Ca})[\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}]\cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Ю.П. Меньшиков (2005)
105	Широкшинит	$\text{K}(\text{NaMg}_2)\text{Si}_4\text{O}_{10}\text{F}_2$	И.В. Пеков (2000)
106	Шкатулкалит*	$\text{Na}_{10}\text{MnTi}_3\text{Nb}_3(\text{Si}_2\text{O}_7)_6(\text{OH})_2\text{F}\cdot 2\text{H}_2\text{O}$	И.В. Пеков (2003)
107	Шомиокит-(Y)*	$\text{Na}_3\text{Y}(\text{CO}_3)_3\cdot 3\text{H}_2\text{O}$	Ю.П. Меньшиков (1996)
108	Эвеслогит*	$(\text{Ca},\text{K},\text{Na},\text{Sr})_{48}[(\text{Ti},\text{Nb},\text{Fe})_{12}(\text{OH})_{12}\text{Si}_{48}\text{O}_{144}](\text{F},\text{OH},\text{Cl})_{14}$	А.П. Хомяков (1992)
109	Эдгарит	FeNb_3S_6	Ю.П. Меньшиков (2003)
110	IMA No. 2004-021	$\text{Co}_3(\text{PO}_4)_2\cdot 8\text{H}_2\text{O}$	А.Ю. Барков (2000)
111	IMA No. 2005-015a	$[\text{Mg}_{18}\text{Al}_9(\text{OH})_{54}][\text{Sr}_2(\text{CO}_3,\text{PO}_4)_9(\text{H}_2\text{O},\text{H}_3\text{O})_{11}]$	В.Н. Яковенчук (2004)
112	IMA No. 2005-019*	$\text{Na}_{30}(\text{Ca},\text{Na},\text{Ce})_{12}(\text{Na},\text{Mn},\text{Fe})_6\text{Zr}_3\text{Ti}_3\text{MnSi}_{51}\text{O}_{144}(\text{OH},\text{H}_2\text{O},\text{Cl})_9$	С.Н. Бритвин (2005)
113	IMA No. 2005-035	$\text{K}_5\text{Na}_7\text{Mn}_{15}(\text{Si}_9\text{O}_{22})_4(\text{OH})_{10}\cdot 4\text{H}_2\text{O}$	А.П. Хомяков (2005)
			В.Н. Яковенчук (2005)

Примечания. Звездочкой отмечены минералы, открытые автором или с его участием. Георгбарсановит (№ 11) – новое название барсановита, описанного М.Д. Дорфманом с соавторами в 1963 г., дискредитированного в 1969 г. и восстановленного после дополнительного изучения в 2003 г. Неопубликованные названия минералов даны с разрешения авторов находящихся в печати работ. Для минералов №№ 110-113 приведены номера заявок, утвержденных КНМНМ ММА.

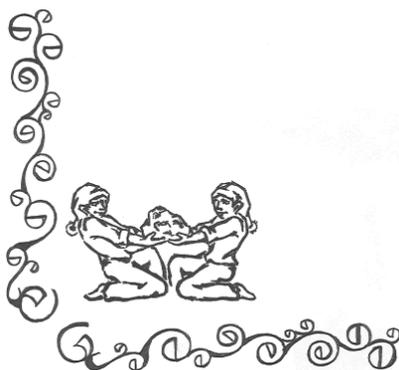
Автор благодарен И.В. Пекову и П.М. Карташову за предоставление неопубликованных данных о некоторых открытых ими минералах.

Список литературы

1. Хомяков А.П. Новейшие минералогические открытия и пересмотр концепции ограниченности числа минеральных видов // Структура и эволюция минерального мира. Сыктывкар: Геопринт, 1997. С. 98-99.
2. Хомяков А.П. Понятие о трансформационных минеральных видах и разновидностях // Минералогическое общество и минералогическая наука на пороге XXI в. СПб, 1999. С. 263.
3. Хомяков А.П., Юшкин Н.П. Принцип наследования в кристаллогенезисе // Докл. АН СССР. 1981. Т. 256. № 5. С. 1229-1233.
4. Юшкин Н.П., Хомяков А.П., Евзикова Н.З. Принцип наследования в минералогенезисе. Вып. 93. Сыктывкар: Изд-во КФ АН СССР, 1984. 32 с.



Региональная минералогия



О ТИТАНОВОМ АНАЛОГЕ КАРУПМЕЛЛЕРИТА В СВЯЗИ С ВОПРОСОМ О ПРОЦЕССАХ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В ПЕГМАТИТЕ г. ХИБИНПАХКЧОРР

Ю.В. Азарова, З.В. Шлюкова

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва

Эгирин-полевошпатовая пегматитовая жила, в которой установлен представитель группы лабунцовита, явившийся основным объектом нашего исследования, локализована в хибинитах г. Хабинпахкчорр. Ее выходы прослежены с запада на восток на протяжении 8 м, мощность 0.5-1.2 м. В жиле очень интенсивно проявилось гидротермальное преобразование первичных минералов, обусловившее большое видовое разнообразие низкотемпературных минералов. Это послужило основной причиной изучения пегматита как одного из примеров низкотемпературного минералообразования в Хибинском массиве. Западный участок жилы сложен микроклином, арфведсонитом, эгирином, эвдиалитом, энигматитом и аксессуарным лопаритом. Средняя и восточная части существенно переработаны гидротермальными растворами и сложены преимущественно низкотемпературными минералами: анальцит развивается по полевому шпату, натролит – по нефелину, кристаллы катаплевита развиваются за счет эвдиалита [1, 9, 10]. Здесь же установлены апофиллит, эпидидимит, флюорит, клейофан, галенит, окислы марганца и другие минералы, среди которых наиболее разнообразны члены группы лабунцовита: лабунцовит, цепинит-Na, и парацепинит-Na (бесцветные призматические кристаллы, эпитактически нарастающие на лабунцовит в виде “головок” кристаллов). Некоторые анализы отвечают цепиниту-Sr. Здесь же отмечен и минерал группы лабунцовита, по-видимому, являющийся титановым аналогом карупмеллерита.

По сложности состава и многообразию вариаций с лабунцовитом могут соперничать, пожалуй, лишь минералы группы эвдиалита, широко распространенные в породах Хибин. По особенностям структуры минералы группы лабунцовита – это “редкометалльные аналоги” цеолитов. В основе их структуры лежит “смешанный” каркас, в котором цепочки вершинносвязанных октаэдров титана или ниобия в двух направлениях скреплены между собой кольцами $[Si_4O_{12}]$. Каркас содержит полости и каналы, в которых расположены щелочные и щелочноземельные катионы и молекулы воды. В структуре моноклинных представителей группы цепочки (Ti,Nb)-октаэдров “гофрированы” и волнообразно изогнуты, а в местах сближения сшиты дополнительными (Ti,Nb)-октаэдрами (D-позиция). Такая особенность структуры обуславливает существование трех типов внекаркасных позиций – А, В и С. Их наиболее общая формула – $A_4B_4C_{4-2x}[D_x(H_2O)_{2x}]M_8(O,OH)_8[Si_4O_{12}]_4nH_2O$ (А – Na, Ca, □; В – K, Na, H_3O^+ ; С – K; Ва, Sr, H_3O^+ ; D – Mg, Mn^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Zn, Ca; М – Ti, Nb; x = 0-2). В структуре ромбических представителей, в отличие от моноклинных, цепочки (Ti,Nb)-октаэдров выпрямлены и дополнительный сшивающий октаэдр отсутствует – внекаркасные позиции “однотипны”. Их общая формула $A_8M_4(O,OH)_4[Si_4O_{12}]_2nH_2O$ (А – Na, K, □; М – Ti, Nb). Для структур минералов группы лабунцовита установлен чрезвычайно широкий спектр изоморфных замещений, как правило, они отмечаются в нескольких позициях одновременно. Из всех структурных позиций изоморфизм не установлен лишь для тетраэдров кремнекислородных колец. Состав лабунцовита может также широко варьировать и вследствие процессов ионного обмена. Механизмы можно представить следующим образом: $A_0^+ \leftrightarrow A_1^+ (+nH_2O)$; $A_0^+ + (OH)^- \leftrightarrow A^{2+}_1 + O^{2-} (+nH_2O)$; $A_0^{+2} \leftrightarrow A^{+2}_1 (+nH_2O)$, где A_0^+ , A_1^+ – Na, K, H_3O ; A_0^{+2} , A^{2+}_1 – Ca, Sr, Ва [6]. Такие особенности минералов группы лабунцовита определяют возможность широких замещений катионов и многообразие вариаций их состава.

В целом, лабунцовиты изучавшегося пегматита по составу относятся к средней части тройной системы: лабунцовит-Mn – лабунцовит-? – леммлейнит-Ва. Преобладающими фазами являются лабунцовит-Mn, леммлейнит-Ва, Ca-Sr-доминантные аналоги цепинита. Здесь же, но значительно реже, отмечаются цепинит-Na и парацепинит-Na. Особенности составов этих минералов описаны в [1-4, 7-10]. Охарактеризуем состав титанового аналога карупмеллерита, данные о котором, полученные методом локального рентгеноспектрального анализа, не были представлены в широкой печати. Данные, полученные методом мокрой химии, ранее были описаны как “Ti-ненадквичит” [2]. Этот минерал является наиболее высококальциевым представителем группы лабунцовита из установленных на сегодняшний день в данном пегматите. По сравнению с ниобиевым карупмеллеритом из Илимаусакского массива [11], хибинский характеризуется меньшим содержанием кальция и большим – натрия и калия (табл.). Его эмпирическая формула (№ 1) рассчитана на $[(Si,Al)_{16}O_{48}]$: $(Na_{3.10}K_{1.07}Sr_{0.04}Ba_{0.04})_{4.25}(Ca_{1.65}Zn_{0.01})_{1.66}(Ti_{4.97}Nb_{2.56}Fe_{0.08}Ta_{0.02})_{7.63}(Si_{15.93}Al_{0.07})_{16}O_{48}(OH_{6.70}O_{0.93})_{7.63} \bullet nH_2O$ (жирным шрифтом выделена D-позиция).

При сопоставлении с илимаусакским минералом $(Na_{1.68}Ca_{1.28}K_{0.88}Sr_{0.02}Ba_{0.04})_{3.90}(Ca_{1.28}Mn_{0.10}Zn_{0.02})_{1.40}(Nb_{5.39}Ti_{2.55}Fe_{0.14})_{8.08}(Si_{15.88}Al_{0.12})_{16}O_{48}(O_{5.49}OH_{2.51})_{8.00} \bullet 13.80H_2O$ становится заметной различная роль кальция. В хибинском минерале он, является каркасным катионом, доминирующим в D-позиции, и не входит в состав внекаркасных элементов. В настоящее время построена лишь модель структуры этой фазы (R-фактор уточнения 18 %), но и в ней Ca занимает каркасную D-позицию [2]. Вероятно, изначально катионные составы внекаркасных позиций хибинского и илимаусакского минералов были близкими. В первом он преобразован на поздних этапах минералообразования по схеме: $(Na,K)^+ + (OH)^- \leftrightarrow Ca^{2+} + O^{2-}$. Преобладание титана над ниобием, а не наоборот, как в карупмеллерите из Илимаусака, обусловлено тем, что второй формировался как псевдоморфоза по вуоннемиуту или в непосредственной близости от него. Хибинский карупмеллерит формировался как самостоятельная фаза в сростании с лабунцовитом-Mn и какие-либо фазы, которые могли послужить концентратором ниобия на раннепегматитовых этапах минералообразования, здесь отсутствуют.

Таблица. Химические составы карупмеллерита и его титанового аналога.

№	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	SrO	BaO	MnO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	Nb ₂ O ₅	Сумма
1	2.21	4.21	4.05	0.18	0.28	0.01	0.27	0.15	41.91	17.39	14.81	85.49
2	3.30	3.23	4.38	0.76	0.18	0.00	0.33	0.12	42.13	17.21	15.61	87.29
3	3.07	3.60	4.90	0.10	0.00	0.88	0.68	2.15	41.57	14.70	16.70	88.26
4	1.74	2.17	6.00	0.08	0.28	0.31	0.47	0.25	39.85	8.51	29.92	89.64

Примечания: В сумму входят: 1 – 0.02 мас. % ZnO, 1.31 мас. % MgO; 2 – 0.04, 4 – 0.06 мас. % ZnO. Анализы 1-3 – титановый аналог карупмеллерита из г. Хибинпахкчорр, 4 – карупмеллерит из Илимаусака [11]. Аналитики: 1-2 – А.И. Целин, Camebax SX-50; 3 – Т.А. Бурова, мокрая химия [2].

В исследуемом пегматите отчетливо проявлены две стадии минералообразования – пегматитовая и более низкотемпературная – гидротермальная. Но в последней по химизму гидротермальных растворов может быть выделено несколько “подстадий”. Первую, по составу прежде всего минералов группы лабунцовита, можно назвать “калинатровой”. В ходе нее кристаллизуются лабунцовит-Мп и леммлейнит-Ва, образующие призматические кристаллы ярко-оранжевого цвета и сноповидные и радиально-лучистые сростки среди анальцима и в дендритовидных пустотах растворения в полево шпате. В этих лабунцовитах калий и натрий являются преобладающими внекаркасными катионами. Можно предположить, что их высокая концентрация в растворе обусловлена “высвобождением” из полевого шпата и нефелина. Лабунцовит-Мп и леммлейнит-Ва сменяются цепинитом-На, парацепинитом-На и цепинитом-Sr, нарастающими на первые в виде “головок” кристаллов. Резко преобладающими во внекаркасных позициях катионами здесь являются натрий и стронций. Изучавшийся нами высококальциевый представитель группы лабунцовита – “титановый карупмеллерит” установлен в сростании с лабунцовитом-Мп. Он образует сростки с кристаллами лабунцовита и “обрастает” некоторые из них. По соотношению минералов, он формировался позже лабунцовита-Мп, но несколько раньше цепинитов. Т.е., калиево-натриевая специфика минералообразующих растворов сменяется натриево-кальциевой и натриево-стронциевой. Натриево-кальциевая “подстадия” сопровождается формированием “кальциевой” ассоциации, включающей апофиллит, пектолит, апатит и др. В данном случае последовательность кристаллизации минералов группы лабунцовита иллюстрирует смену калиевого режима щелочности растворов натриевым, а не наоборот, как это отмечалось для большинства “лабунцовитсодержащих” гидротермалитов щелочных комплексов [5]. Причина такого изменения требует дальнейшего изучения.

Список литературы

1. Минералогия Хибинского массива / Е.Е. Костылева-Лабунцова, Б.Е. Борущкий, М.Н. Соколова, З.В. Шлюкова и др. Т. 2. М.: Наука, 1978. 586 с.
2. Органова Н.И., Шлюкова З.В., Забавникова Н.И. и др. О кристаллохимии лабунцовита и ненадквечита // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1976. № 2. С. 98-116.
3. Органова Н.И., Шлюкова З.В., Кривовичев С.В. и др. Sr-ненадквечиты из эпитактических нарастаний на кристаллах лабунцовита из Хибинского массива // Матер. IV Межд. симп. “Минералогические музеи”. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2002. С. 257-258.
4. Органова Н.И., Кривовичев С.В., Шлюкова З.В. и др. Структура нового минерала парацепинита-На и ее место в группе лабунцовита // Кристаллография. 2004. Т. 49. № 6. С. 1042-1048.
5. Пеков И.В. О смене натриевого режима щелочности калиевым на поздних стадиях эволюции агпаитовых комплексов // Тез. докл. научной школы “Щелочной магматизм Земли”. М.: ГЕОХИ РАН, 2001. С. 55-56.
6. Пеков И.В., Турчкова А.Г., Кононкова Н.Н. и др. Изучение катионообменных свойств минералов группы лабунцовита. I. Эксперименты в водных растворах при нормальных условиях // Тез. докл. Всерос. семинара “Щелочной магматизм Земли”. М.: ГЕОХИ РАН, 2002. С. 76.
7. Чуканов Н.В., Пеков И.В., Расцветаева Р.К. и др. Леммлейнит-Ва Na₂K₂Ba_{1-x}Ti₄[Si₄O₁₂]₂(OH)₄·5H₂O – новый минерал группы лабунцовита // Зап. ВМО. 2001. № 3. С. 36-43.
8. Чуканов Н.В., Пеков И.В., Задов А.Е. и др. Минералы группы лабунцовита. М.: Наука, 2003. 323 с.
9. Шлюкова З.В., Соколова М.Н., Яковлевская Т.А. и др. О лабунцовите из Хибинских тундр // Зап. ВМО. 1965. № 4. С. 43-50.
10. Шлюкова З.В., Чуканов Н.В., Пеков И.В. и др. Цепинит-На (Na, H₃O, K, Sr, Ba)₂(Ti, Nb)₂[Si₄O₁₂](OH, O)₂·3H₂O – новый минерал группы лабунцовита // Зап. ВМО. 2001. № 3. С. 43-50.
11. Pekov I.V., Chukanov N.V., Petersen O.V. *et al.* Karupmellerite-Ca (Na, Ca, K)₂Ca(Nb, Ti)₄(Si₄O₁₂)(OH)₄·7H₂O, a new mineral of the labuntsovite group from the Ilimaussaq alkaline complex, South Greenland // N. Jb. Miner. Mh. 2002. N 10. P 433-444.

ЗОЛОТОСЕРЕБРЯНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ОКОЛОРУДНЫХ СКАРНОИДОВ ОЛЕНЕГОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А.В. Базай, Г.Ю. Иванюк. Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты

Подобно большинству микроэлементов, за исключением германия, концентрация серебра в оруденелых породах полосчатой железорудной формации (ПЖФ) находится на уровне кларка и лишь в гнейсах и амфиболитах возрастает до 2-3 кларков (табл. 1). Судя по характеру вариационных кривых, минералы-концентраторы серебра устойчивы в гематито-магнетитовых железистых кварцитах и роговообманковых амфиболитах, а из остальных пород серебро выносятся, концентрируясь в жильных гидротермалитах. Из табл. 1 вроде бы следует, что потенциально рудоносными в отношении серебра и золота являются роговообманковые тоналиты и биотитовые гнейсы, но положительная корреляция серебра с серой [3] указывает на то, что это, скорее всего, сульфидно-магнетитовые кварциты и сульфидоносные гнейсы. Тщательные поиски не обнаружили золотосеребряной минерализации в указанных породах. Но анализ вростков в зернах золота и серебра, извлекаемых из гематитового концентрата на Оленегорском ГОКе, указал на еще один вероятный источник золотосеребряного оруденения – гидротермальные жилы в околорудных гнейсах [5]. Детальное электронно-микроскопическое изучение обогащенных сульфидами скарноидов из контактовой зоны гнейсов и железистых кварцитов Оленегорского месторождения выявило широкое развитие в породообразующих силикатах и сульфидах тончайшей (менее 10 мкм) вкрапленности самородных золота, серебра, меди и висмута, а также различных теллуридов этих металлов. Описанию и анализу природы этой минерализации и посвящена настоящая работа.

Таблица 1. Содержание серебра в породах полосчатой железорудной формации Кольского п-ова (г/т).

Порода	Распределение (r^2)	n	X_{cp}	min	max	σ
Гематито-магнетитовые железистые кварциты	Нормальное (0.999)	80	0.10	0.00	0.20	0.02
Магнетитовые железистые кварциты	Экспоненциальное (1.000)	254	0.11	0.10	1.00	0.07
Сульфидно-магнетитовые железистые кварциты	Экспоненциальное (1.996)	102	0.08	0.00	1.20	0.18
Скарноиды	Логнормальное (0.989)	31	0.12	0.10	0.80	0.15
Глиноземистые гнейсы	Экспоненциальное (0.960)	14	0.15	0.10	1.00	0.37
Биотитовые гнейсы	Экспоненциальное (0.955)	22	0.16	0.10	2.20	0.63
Роговообманковые амфиболиты	Нормальное (0.755)	8	0.20	0.10	1.00	0.17

Примечания: Функция распределения выбрана по коэффициенту корреляции r^2 ; n – число наблюдений, min и max – минимальное и максимальное содержания, соответственно, σ – стандартное отклонение. В качестве среднего содержания X_{cp} при нормальном распределении взято среднеарифметическое значение, при логнормальном – среднегеометрическое значение, при экспоненциальном – содержание на половине его высоты.

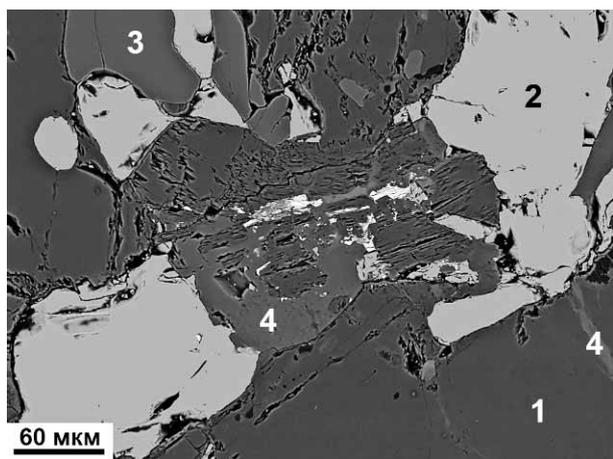


Рис. 1. Характерная морфология выделений теллуридов и самородных металлов (белое) в скарноидах Оленегорского месторождения: 1 – алюмини-феррочермакит, 2 – пирротин, 3 – Са-альмандин, 4 – гриналит.

Оленегорское железорудное месторождение находится в северо-восточной части Приимандровской структуры, 20-километровый овал тоналитовых гнейсов которой окружен 0.2-3-километровой полосой пород полосчатой железорудной формации (ПЖФ), представленных железистыми кварцитами, магнетито-карбонатными породами, различными скарноидами, нодулярными, биотито-мусковитовыми, биотитовыми и роговообманковыми гнейсами, актинолитовыми, ждритовыми и роговообманковыми амфиболитами. Возраст тоналитовых гнейсов Приимандровской структуры 2762-2790, гнейсов железорудной формации – 2750-2760, даек долеритов – 2740, гидротермальных жил в гнейсах 2630–2530 млн. лет [1, 2, 4, 7]. U-Pb датирование акцессорного циркона из рассматриваемых здесь скарноидов, выполненное Т.Б. Баяновой (Геологический институт КНЦ РАН), показало возраст 2674 ± 12 млн. лет, промежуточный между временем формирования главных типов пород ПЖФ и гидротермальных жил.

Рудное тело Оленегорского месторождения характеризуется почти идеальной замкнутой аутигенной зональностью [3]: слаборудные сульфидно-магнетитовые железистые кварциты – рудные магнетитовые железистые кварциты – рудные гематито-магнетитовые железистые кварциты – рудные магнетитовые железистые кварциты – слаборудные сульфидно-магнетитовые железистые кварциты – безрудные сульфидсодержащие железистые кварциты. По мере продвижения к флангам гематито-магнетитовые железистые кварциты постепенно

исчезают, а мощность слабрудных железистых кварцитов увеличивается, так что в точках выклинивания присутствуют лишь безрудные сульфидно-грюнеритовые железистые кварциты. На северо-западном фланге месторождения рудное тело залегает не глубоко и ныне полностью выработано, на юго-восточном фланге, наоборот, погружается на глубину более километра, напоминая в разрезе каплю, “голова” которой сложена преимущественно гематито-магнетитовыми, а хвост – сульфидно-магнетитовыми железистыми кварцитами.

На границе сульфидно-магнетитовых железистых кварцитов и глиноземистых гнейсов распространены скарноиды – метасоматические породы, в которых породообразующими минералами являются ферропаргасит–алюмино-феррочермакит, аннит, высококальциевый альмандин, клиноцоизит–эпидот, кальцит, кварц, пирротин и пирит, аксессуарными – ферроактинолит, алланит-(Ce), циркон, шеелит и фторопатит. Характерные вторичные минералы скарноидов – андрадит, выполняющий с халькопиритом трещинки в породообразующем Са-альмандине, а также шамозит и гриналит, образующие псевдоморфозы по железистым силикатам или шестоватые агрегаты на границах зерен кальцита. Нередко со скарноидами связано богатое сульфидное оруденение, в котором пирротин (до 80 об. %) резко доминирует над более поздними пиритом (до 90 об. %) и халькопиритом (до 5 об. %). Местами в этих породах появляется тонкая вкрапленность галенита, сфалерита, молибденита, самородного золота, серебра, меди и висмута, а также их теллуридов (рис. 1), явно тяготеющая к выделениям вторичных по отношению к породообразующим силикатам минералов: пирротина, кальцита, андрадита, гриналита и др. Всего в скарноидах Оленегорского месторождения нами установлено 6 минералов золота и серебра. Самородные металлы представлены электрумом AuAg и аурикупритом Cu₃Au, теллуриды – гесситом Ag₂Te, волинским AgBiTe₂, кервеллеитом Ag₄TeS, и наиболее распространенной фазой состава Ag₃Te. Ассоциирующие рудные минералы включают галенит PbS, алтаит (Pb_{0.8} Fe_{0.2})_{1.0} Te_{1.0}, цумоит (Bi_{0.9-1.0} Fe_{0.1-0.2})_{1.0-1.2} Te_{1.0}, молибденит MoS, аллоклазит (Co_{0.8} Fe_{0.2} Ni_{0.1})_{1.1} As_{1.0} S_{1.0}, сфалерит (Zn_{0.8} Cd_{0.1} Fe_{0.1})_{1.0} S_{1.0} и самородный висмут Bi_{0.7}Fe_{0.2}²⁺Sn_{0.1}. Химический состав минералов оценивался с помощью энергодисперсионной приставки Röntec к сканирующему электронному микроскопу LEO-1450. Ниже дано описание минералов золота и серебра в порядке их распространенности в изучаемых породах.

Гессит образует выделения неправильной формы до 15×10 мкм (рис. 2а) среди скоплений зерен галенита, сфалерита, алтаита и цумоита, приуроченных к границам зерен пирротина и заполненным кальцитом трещинкам в ферро-паргасите и гранатах. По данным микрозондового анализа (табл. 2), состав гессита изменяется в пределах: (Ag_{1.9-2.0} Fe_{0.2} Bi_{0.0-0.1})_{2.1-2.3} Te_{1.00}.

Фаза состава Ag₃Te, наряду с гесситом, доминирует над прочими минералами серебра в рассматриваемых породах. Она образует одиночные «остроугольные» зерна до 15 мкм в массе пирротина, а также тесные сростания с волинским и цумоитом (рис. 2б). В последнем случае часто образуются зональные зерна, ядра которых сложены цумоитом, анешняя кайма – теллуридом серебра. По данным микрозондового анализа, состав рассматриваемого минерала изменяется в узких пределах: (Ag_{2.6-2.7} Fe_{0.2-0.3} Bi_{0.0})_{2.9} Te_{1.00}.

Волинскит установлен в виде самостоятельных таблитчатых зерен до 20 мкм в длину (рис. 2б,в), приуроченных к границам кристаллов ферро-паргасита и скоплениям других теллуридов: гессита, алтаита, цумоита, фазы состава Ag₃Te, а также тесных сростаний с последним. По данным микрозондового анализа (табл. 2), состав волинскита соответствует формуле (Ag_{0.6-1.3} Fe_{0.3})_{0.9-1.3} Bi_{0.9-1.0} Te_{2.00}.

Таблица 2. Микрозондовый анализ рудных минералов из скарноидов Оленегорского месторождения (мас. %).

	S	Ca	Fe	Cu	Ag	Te	Au	Bi	Σ
1	–	–	4.40	–	39.22	–	56.38	–	100.00
2	–	0.37	2.90	35.47	–	–	61.26	–	100.00
3	–	–	2.96	–	56.81	35.06	–	5.17	100.00
4	–	–	1.98	–	67.86	30.16	–	–	100.00
5	–	–	2.90	–	11.49	46.51	–	39.10	100.00
6	7.77	–	13.52	–	52.14	26.57	–	–	100.00

Примечания: 1 – электрум; 2 – аурикуприт; 3 – гессит; 4 – фаза Ag₃Te; 5 – волинскит; 6 – кервеллеит.

Кервеллеит в виде мельчайших (до 2 мкм) изометричных зерен входит в состав пирротино-шамозитовых включений в обогащенном кальцием альмандине (рис. 2з). По данным микрозондового анализа (табл. 2), состав отвечает формуле (Ag_{2.5} Fe_{1.2})_{3.7} Te_{1.1} S_{1.2}.

Электрум образует мельчайшие (до 3 мкм) линзовидные зерна, приуроченные к выполненным кальцитом трещинкам в ферро-паргасите и обогащенном кальцием альмандине (рис. 2д). По данным микрозондового анализа (табл. 2), состав отвечает формуле (Au_{0.8} Fe_{0.2})_{1.00} Ag_{1.00}.

Аурикуприт встречен в виде редких неправильной формы зерен (до 5 мкм в диаметре) на границе кварцевых включений в ферро-паргасите. По данным микрозондового анализа (табл. 2), состав соответствует формуле (Cu_{2.5} Au_{0.3} Fe_{0.2})_{3.00} Au_{1.00}.

Морфология включений минералов золота и серебра в кристаллах силикатов свидетельствует об их выделении из структуры породообразующих минералов в ходе метасоматического изменения (скарнирования) сульфидно-магнетитовых железистых кварцитов. В ряде работ [8, 9] предложена модель вхождения золота и серебра в структуру силикатов и кварца, построенная на основании данных ПЭМ, РЭМ, ЭПР и ИКС «рудного» и «безрудного» кварца золоторудных месторождений. Она сводится к наличию в водосодержащих кварце и силикатах

универсальных аквакомплексов, встраиваемых в кристаллические структуры вместо части кремнекислородных тетраэдров (рис. 3), где M^{n+} ($n = 1, 2$) – Na, Li..., Fe^{2+} ...; M^{m+} ($m \geq 3$) – Al, As, Mo, W,...; O' – O, F, Cl, S; Si – O, H.....O.....H – донорно-акцепторные и водородные связи. Распад аквакомплексов, инициируемый рядом причин, среди которых наиболее важен привнос кальция, приводит к высвобождению воды, щелочных металлов, сульфидов, самородного золота и серебра. Последние локализуются в виде микровключений, а затем перераспределяются водными растворами в гидротермальные жилы.

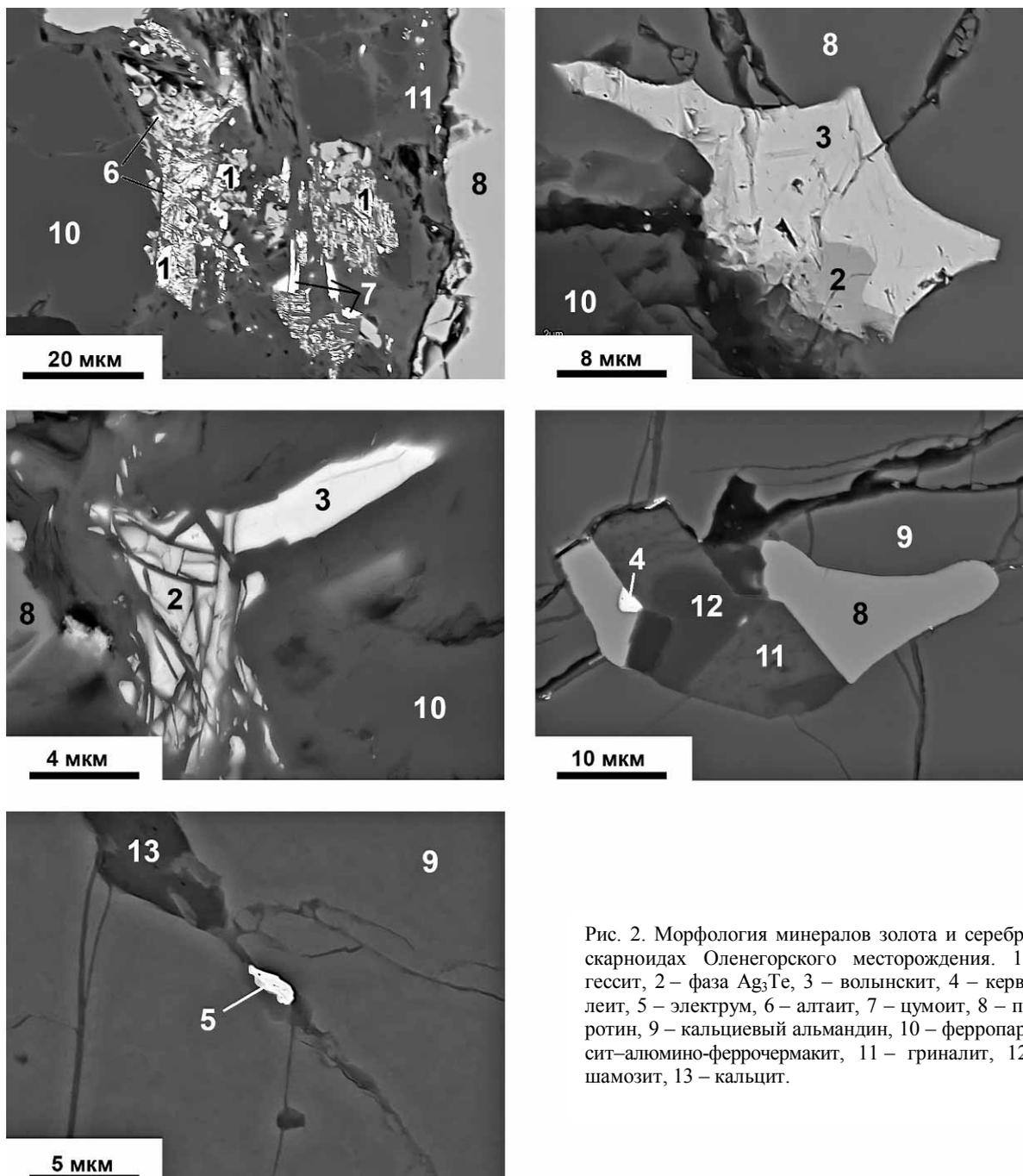


Рис. 2. Морфология минералов золота и серебра в скарноидах Оленегорского месторождения. 1 – гессит, 2 – фаза Ag_3Te , 3 – вольтинскит, 4 – кервеллит, 5 – электрум, 6 – алтаит, 7 – цумоит, 8 – пирротин, 9 – кальциевый альмандин, 10 – ферропаргасит–алюмино-феррочермакит, 11 – гриналит, 12 – шамозит, 13 – кальцит.

Становится понятным, почему золотосеребряная минерализация приурочена к скарноидам даже при незначительном содержании золота и серебра в этих породах. Изучение минерального состава востков в самородном золоте, извлекаемом на Оленегорском ГОКе в процессе получения гематитового концентрата, показало [5], что здесь присутствуют не железистые, а магниезиальные силикаты: флогопит, актинолит, магниезиальная роговая обманка и другие минералы, характерные для гидротермальных жил в околорудных гнейсах. По-видимому, в эти жилы, которые точнее было бы назвать сегрегациями (это концентрически зональные линзовидные образования до 0.7 м в диаметре с роговообманково-альбито-андрадито-кварцевой краевой зоной, эпидото-диопсидо-гроссуляро-кварцевой промежуточной зоной и центральной пустотой, инкрустированной друзами пумпеллиита-Mg, кальциевых цеолитов и иногда нацело заполненной кальцитом, гипсом и таумаситом [5]), и происходит перераспределение золота из скарноидов, еще более понижающее общее содержание благородных

металлов в этих породах. Исходя из сказанного, более или менее значительные концентрации золота и серебра следует ожидать там, где процессы скарнирования, связанные с формированием зональности рудных тел вследствие окислительно-восстановительных реакций [6], затрагивают роговообманковые амфиболиты.

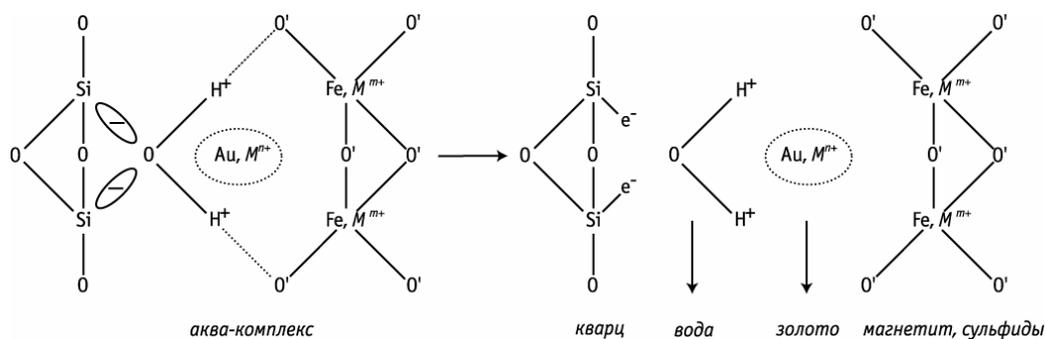


Рис. 3. Схема серебро- и золотосодержащего аквакомплекса.

Список литературы

1. Баянова Т.Б., Егоров Д.Г. U-Pb возраст железорудной формации Кольского п-ова // Геология и полезные ископаемые Северо-Запада и Центра России. Апатиты: Изд. МУП "Полиграф", 1999. С. 19-24.
2. Бибилова Е. В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука, 1989. 180 с.
3. Голиков Н.Н., Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю. и др. Золотоносность железистых кварцитов Оленегорского месторождения (Кольский п-ов, Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 2. С. 162-170.
4. Жиров К.К., Шестаков К.И., Рюнгенен Г.И. и др. Радиологическое определение возраста катархейских образований Кольского п-ова // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 9. С. 3-23.
5. Иванюк Г.Ю., Базай А.В., Пахомовский Я.А. и др. Низкотемпературные гидротермальные жилы в породах архейской железорудной формации Кольского п-ова // Зап. ВМО. 2001. № 3. С. 16-28.
6. Иванюк Г.Ю., Горяинов П.М., Базай А.В. и др. Аутигенная зональность месторождений железистых кварцитов как результат окислительно-восстановительных метаморфических реакций // Минералогия во всем пространстве сего слова. Апатиты: К & М, 2005. С. 108-111.
7. Пушкарев Ю.Д., Шестаков Г.И., Рюнгенен Г.И. и др. Гранитоиды древнее 2800 млн. лет на Кольском п-ове // Древнейшие гранитоиды восточной части Балтийского щита. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1979. С. 18-43.
8. Stenina N.G. Water-related defects in quartz // Bull. Geosc. 2004. V 79. N 4. P 251-268.
9. Stenina N.G., Bazarov L.Sh., Shcherbakova M.Ya. et al. Structural state and diffusion of impurities in natural quartz of different genesis // Phys. Chem. Minerals. 1984. N 10. P 180-186.

К МИНЕРАЛОГИИ ПИРРОТИНОВОГО УЩЕЛЬЯ, ХИБИНЫ

Ю.Л. Войтеховский¹, И.С. Красоткин², А.Л. Лесков³

¹ Геологический институт КНЦ РАН, ² Апатитский филиал Петрозаводского государственного университета
³ Хибинская строительная компания, г. Апатиты

История разведки хибинских пирротинов в 30-е годы прошлого века подробно освещена в настоящем сборнике (см. И.С. Красоткин и др. Хибинские пирротины; А.К. Шпаченко. Пирротиновая проблема в Хибинах в 30-е годы по архивным документам). Главные черты минералогии пирротиновых руд были выяснены уже тогда. На рис. 1 показана микрофотография пирротина в сростании с халькопиритом, количество последнего в рудах составляет первые об. %. Составы обоих минералов по данным микрозондового анализа (MS-46 Cameca) близки к стехиометрическим FeS и CuFeS_2 , в пирротине установлена примесь Ni до 0.01 мас. %. В приповерхностной зоне пирротин подвергается характерному изменению, известному во всех сульфидных месторождениях региона – замещению мельниковитом, на конечной стадии процесса перекристаллизованным в пирит, по трещинам развиваются гидроокислы железа.

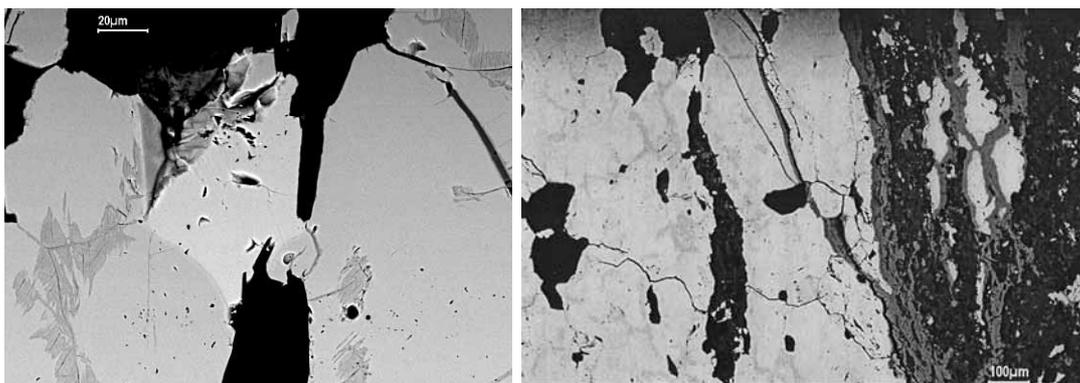


Рис. 1: слева – пирротин в сростании с халькопиритом и продукт дисульфидизация пирротина – мельниковит; справа – мельниковит перекристаллизован в пирит, по трещинам развиваются гидроокислы железа. Аншлиф.

Внимательный взгляд современного посетителя Пирротинового ущелья сразу замечает на поверхности отвалов и пирротиновых штабелей (рис. 2) белёсый налёт, который смывается очередным дождём, но через несколько дней появляется вновь. Разборка отвалов и штабелей показала, что на внутренних поверхностях глыб, скрытых от прямого попадания дождя, процесс образования белесых, иногда бурых за счет поверхностного ожелезнения корок идет непрерывно, и там они достигают толщины в нескольких миллиметров. Цель данной заметки – обратить внимание минералогов на интенсивные процессы гипергенеза, продуцирующие характерный парагенезис, в котором могут быть найдены и редкие для Кольского региона фазы.



Рис. 2: слева – отвалы пирротиновых штолен; справа – штабель пирротина, подготовленного 70 лет назад к отправке в Ленинград для технологических испытаний.

По данным рентгеновской диагностики, обратившие внимание авторов белесые корки представлены мелантеритом $\text{Fe SO}_4 \bullet 7\text{H}_2\text{O}$, а как показывает энергодисперсионный спектр (спектрометр ROENTEC, установленный на сканирующем электронном микроскопе LEO-1450), минерал практически не содержит примесей (рис. 3). Ранее на Кольском п-ове мелантерит отмечался лишь А.П. Хомяковым в породах карбонатитового штока: “В этих породах, в керне с глубины 64 м нами впервые для Хибин установлены роценит $\text{Fe SO}_4 \bullet 4\text{H}_2\text{O}$ и мелантерит $\text{Fe SO}_4 \bullet 7\text{H}_2\text{O}$, слагающие радиально-лучистые агрегаты вокруг полуокисленных зерен пирита. Су-

дя по взаимоотношениям минералов, более ранним сульфатом является мелантерит, формировавшийся за счет изменения пирита в довольно влажной обстановке, тогда как роценит развивался в более сухих условиях за счет частичной дегидратации мелантерита” [3, с. 152]. Таким образом, благодаря находке в Пирротиновом ущелье можно считать, что мелантерит не является редким минералом в Хибинах.

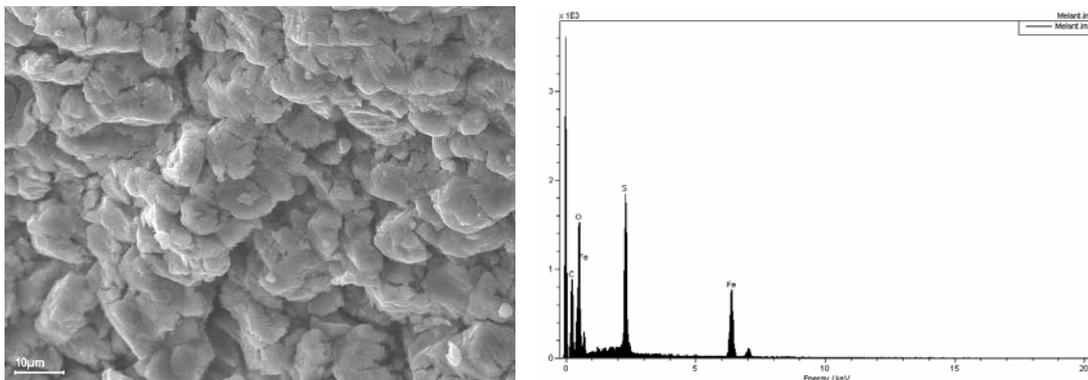


Рис. 3: слева – корки мелантерита на поверхности пирротина, справа – энергодисперсионный спектр.

Обследование занорышей в скальных уступах вблизи пирротиновых штолен показало, что на охристые корки, образующиеся по пирротину, нарастают кристаллы гипса (рентгеновская диагностика), иногда образующие щетки и друзы размером до 5 мм (рис. 4). Состав минерала соответствует стехиометрическому.

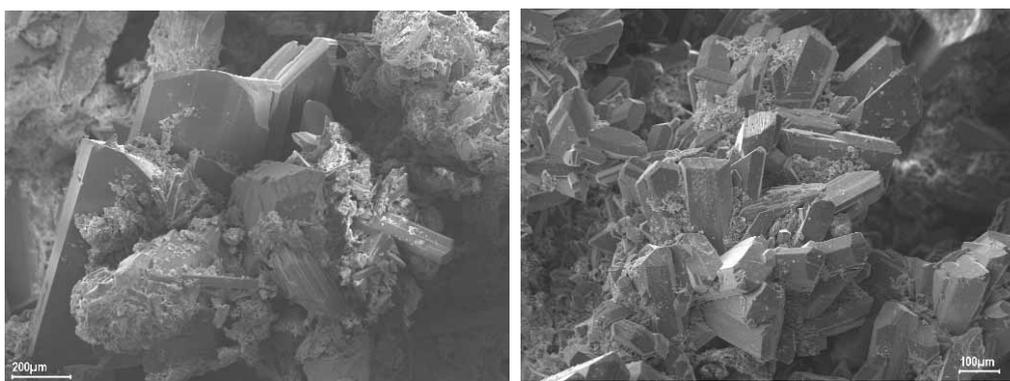


Рис. 4. Кристаллы гипса нарастают на охристые корки, образовавшиеся по пирротину.

Указанные плотные корки темно- и желто-коричневого, иногда ржавого цвета, хорошо отличимые от гидроокислов железа и тем более от налетов мелантерита, обращают на себя внимание (рис. 5). Рентгеновская диагностика и микрозондовый анализ (отсутствие К) указывают на гидрониум-ярозит (H_2O -ярозит, гидроксо-ниевый ярозит, карфосидерит) [7]. Этот минерал ранее на Кольском п-ове не отмечался [2], что побудило авторов к его более внимательному изучению.

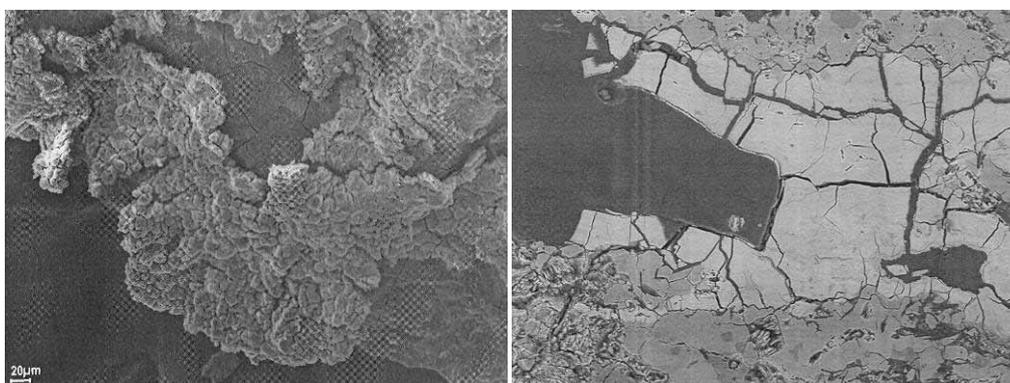


Рис. 5: слева – корки гидрониум-ярозита, по данным рентгеновской диагностики и микрозондового анализа; справа – то же в искусственном аншлифе.

По данным М.М. Шокарева и др. [4] для синтетического H_3O -ярозита, надежным диагностическим признаком ионов H_3O^+ в структуре минерала является слабая полоса поглощения около 1630 см^{-1} в ИК спектре. Авторы работы [1] считают, что по сравнению с ИК спектрами К и Na ярозитов их H_3O аналог имеет более размытые полосы и, кроме того, новые полосы около $640, 950, 1590, 3150$ и 3220 см^{-1} . Из рис. 6 (кривые 3, 4) видно, что соответствующие им пики проявлены слабо, лучше всех – 1590 см^{-1} , а пики 3150 и 3220 см^{-1} почти сливаются в один широкий пик. В ИК спектре ярозита из Пирротинового ущелья проявлен лишь последний пик. Таким образом, полученные результаты несколько противоречивы и минерал требует дальнейшего изучения на более представительном материале.

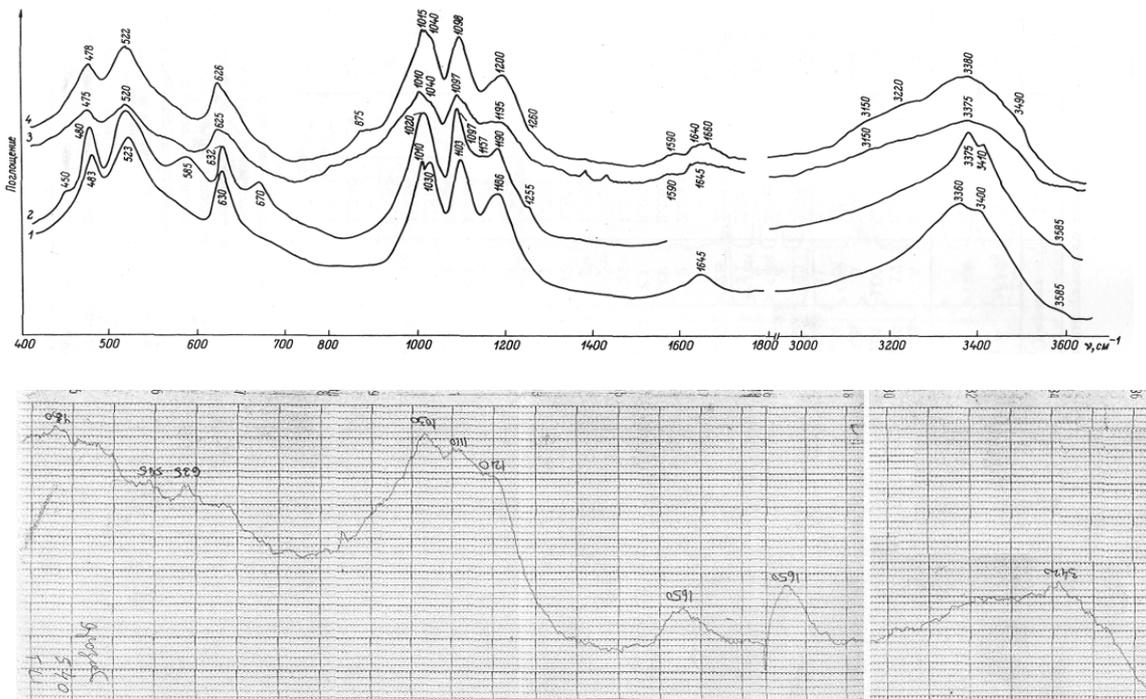


Рис. 6: сверху – ИК спектры синтетических ярозитов, съемка при температуре жидкого азота (1 – Na, 2 – K, 3 – H_3O без затравки, 4 – H_3O с затравкой NH_4 -ярозита) [1], внизу – ярозит Пирротинового ущелья.

Перечисленные минералы образуют в целом известный парагенезис, изученный в природных [5], техногенных [8] и лабораторных [6] условиях. По совокупности данных, в рудах и рудных отвалах Пирротинового ущелья в будущем можно ожидать целый ряд минералов из класса гидратированных сульфатов железа: таурисцит* $\text{Fe SO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ ромб., пизанит* $(\text{Fe, Cu}) \text{SO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, феррогексагидрит $\text{Fe SO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, сидеротил $\text{Fe SO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, роценит $\text{Fe SO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ (* - в Кольском регионе не найдены [2]).

Авторы благодарят за анализы минералов Е.А. Селиванову – рентгеновская диагностика, Е.Э. Савченко – микрондовый анализ (Геологический институт КНЦ РАН), Г.И. Кадырову и О.А. Залкинда – ИК спектроскопия (Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья КНЦ РАН), а также А.В. Волошина за консультации и обсуждение результатов (Геологический институт КНЦ РАН).

Список литературы

1. Архипенко Д.К., Девяткина Е.Т., Пальчик Н.А. Исследование синтетического H_3O -ярозита методами ИК спектроскопии и рентгенографии // Кристаллохимия и рентгенография минералов. Л.: Наука, 1987. С. 138-147.
2. Борисова В.В., Волошин А.В. Перечень минеральных видов Кольского п-ова. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2006. 32 с.
3. Хомяков А.П. Минералогия ультраапатитовых щелочных пород. М.: Наука, 1990. 200 с.
4. Шокарев М.М., Маргулис Е.В., Вершинина Ф.И. и др. Инфракрасные спектры гидросульфатов и гидроокисей железа (III) // Журнал неорг. химии. 1972. Т. 17. № 9. С. 2474-2479.
5. Яхонтова Л.К., Зверева В.П. Основы минералогии гипергенеза. Владивосток: Дальнаука, 2000. 336 с.
6. Chou I-Ming, Seal R.R. II, Hemingway B.S. Determination of melanterite-rozenite and chalcantite-bonattite equilibria by humidity measurements at 0.01 MPa // Amer. Miner. 2002. V 87. P 108-114.
7. Kubisz J. Hydronium jarosite $[\text{H}_3\text{O}]\text{Fe}_3[(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6]$ // Bull. Acad. Polon. sci. Ser. sci. geol., geogr. 1960. V 8. N 2. P 95-99.
8. Peterson R.C., Grant A.H. Dehydration and crystallization reactions of secondary sulfate minerals found in mine waste: *in situ* powder-diffraction experiments // Canad. Miner. 2005. V 43. P 1171-1181.

МИНЕРАЛЫ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В ВЕРХНЕМ РАССЛОЕННОМ ГОРИЗОНТЕ МАССИВА ПАНСКИХ ТУНДР

Д.А. Габов^{1,2}, В.В. Субботин^{1,2}, Е.Э. Савченко¹

¹ Геологический институт КНЦ РАН, ² ОАО «ПАНА», г. Апатиты

Интрузив Панских тундр расположен в центральной части Кольского п-ова в зоне сочленения архейского Кольско-Норвежского геоблока и нижнепротерозойской Имандра-Варзугской зоны. Интрузив простирается в северо-западном направлении и падает к юго-юго-западу под углом 30-40°. Протяженность его западного блока составляет около 30 км при мощности около 4 км. Возраст массива от 2491±5 до 2447±12 (U-Pb) [2]. Массив Панских тундр разделен тектоническими субмеридиональными нарушениями на два блока. В разрезе Западно-Панского блока выделяются снизу вверх три зоны: краевая, норитовая и габброноритовая. Комплексное платинометалльное оруденение малосульфидного типа пространственно и генетически связано с сульфидной медно-никелевой минерализацией на нескольких уровнях разреза габброноритовой зоны (верхний (ВРГ) и нижний (НРГ) расслоенные горизонты) [4].

В пределах ВРГ комплексная минерализация связана с телами крупнозернистых анортозитов (рС). В анортозитовом слое участки, обогащенные рудными компонентами, образуют согласные линзы и шпировидные обособления мощностью до 1.5 м, которые концентрируются преимущественно вблизи его кровли и подошвы [3, 8]. Минерализация представлена бедным вкрапленным типом с общим содержанием сульфидов от долей до 5, в среднем 0.5-1 об. %. Распределение сульфидов неравномерное, форма рудных обособлений резко ксеноморфная. Минерализация вкрапленно-гнездового типа с фрагментами прожилково-вкрапленных микротекстур встречается редко. Главные сульфидные минералы: халькопирит, пентландит и пирротин – они составляют обычно 90-100 % от общей массы. В качестве вторичных и аксессуарных минералов в переменных количествах присутствуют пирит, ильменит, магнетит, талнахит, дигенит, халькозин, сфалерит, галенит. С увеличением степени изменения увеличивается доля пирита, миллерита, борнита, кубанита, виоларита, ковеллина и лейкоксена. Во всех типах оруденелых пород агрегаты и индивиды рудных минералов имеют сложную форму, подчиненную интерстициям первичных магматических и вторичных силикатов. Сульфидные вкрапленники практически всегда окружены реакционными каймами вторичных минералов метасоматического происхождения: амфиболы, хлорит, клинозоизит, кварц.

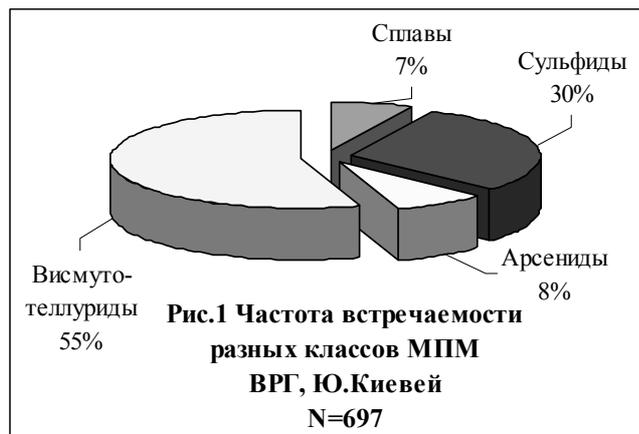
Таблица. Минералы ЭПГ и Au верхнего расслоенного горизонта.

Сплавы		Сульфиды	
Золото	(Au,Ag,Pd)	Брэггит	(Pt,Pd,Ni)S
Изоферроплатина	(Pt,Pd) ₃ Fe	Высоцкит	(Pd,Pt,Ni)S
Хонгшит	(Pt,Pd)Cu	Василит	Pd ₁₆ S ₇
Серебро	(Ag,Au)	Купрородсит	Cu(Rh,Pt) ₂ S ₄
Палладий	(Pd,Ag)	Лаурит	(Ru,Os)S ₂
Скаергаардит	(Pd,Cu,Zn)	Лафламмеит	Pd ₃ Pb ₂ S ₂
Звягинцевит	Pd ₃ Pb		
Атокит	(Pd,Pt) ₃ Sn		
		Висмута-теллуриды	
Арсениды, сульфоарсениды		Мончеит	(Pt,Pd)(Te,Bi) ₂
Ирарсит	(Ir,Ru,Rh,Pt)AsS	Кейтконнит	Pd _{3-x} Te
Холлингуртит	(Rh,Pt,Pd)AsS	Теллурупалладинит	Pd ₉ Te ₄
Сперрилит	PtAs ₂	Котульскит	Pd(Te,Bi)
Стиллуотерит	Pd ₈ As ₃	Меренскиит	(Pd,Pt)(Te,Bi) ₂
Винцентит	(Pd,Pt) ₃ (As,Sb,Te)	Теларгпалит	(Pd,Ag) _{3+x} Te
Изомертиит	Pd ₁₁ Sb ₂ As ₂	Сопчеит	Ag ₄ Pd ₃ Te ₄

Главными концентраторами элементов платиновой группы (ЭПГ) и золота в массиве Федорово-Панских тундр являются их собственные минералы, установлено около 35 минеральных видов и большое количество фаз. В составе комплексной минерализации ВРГ установлено 27 минеральных видов различных классов и 6 фаз ЭПГ, не имеющих пока статуса самостоятельных минеральных видов (табл.). По частоте встречаемости различных классов МПМ (рис.) лидируют **висмута-теллуриды**. Из семи обнаруженных нами представителей этого класса преобладают кейтконнит (158 зерен – 22.7 %) и котульскит (147 зерен – 21.1 %). Остальные составляют от 5 до 1 % выборки. По размерам выделений подавляющее большинство висмута-теллуридов находятся в классе -30 мкм и только два зерна – в классе 30-50 мкм (мончеит и котульскит).

Сульфиды представлены шестью минералами, из которых реальный интерес представляют высокоцкит и брэггит, образующие между собой полный изоморфный ряд. На долю высокоцкита приходится 18.6 % от выборки

по числу зерен (130), при этом он занимает до 93.5 % от объема МПМ. Девять зерен висоцкита обнаружены в классе крупности 50-100 мкм и три в классе +100 мкм. Максимальный размер выделений 200×660 мкм. Брэггиты менее распространены (36 зерен – 5 %), их максимальные размеры около 50 мкм. Особенностью висоцит-брэггитов является постоянная примесь Ni от 1 до 10 мас. %. Прочие сульфиды МПМ редки.



Арсениды – самый малочисленный класс в платинометалльной минерализации ВРГ, но их доля существенно возрастает по сравнению с минерализацией НРГ до 8 %. Наиболее распространены сперрилит, винцентит и стиллуотерит. Размер последнего достигает 30-50 мкм, в то время как сперрилит редко бывает больше 10 мкм. Находки ирарсита, холлингворта и изомертиита единичны.

Наиболее представительными **сплавами** являются золото, изоферроплатина и звягинцевит. Размер выделений редко достигает 30 мкм для золота и 20 мкм для звягинцевита. Отметим высокую изменчивость отношения Au/Ag в золото-серебряных сплавах от почти чистого Au до почти чистого Ag. Отмечается высокая примесь Ag в самородном Pd и

сплавы Pd с Cu и Zn. Примечательно появление в минеральной форме соединений $(Pd,Ag)_4S$, $Pd_3(Te,As)$, $(Pt,Fe,Cu,Ni)_3S_2$, $Pd_2(Te,As)$ и $Pd_3(Ge,Te)$. Причем минеральные фазы $(Pd,Ag)_4S$ и $Pd_3(Te,As)$ являются относительно распространенными – 5 % от выборки (по 35 зерен).

Типичное положение крупных зерен МПМ – на границе крупнозернистый сульфид – силикат и в “ореоле” тонкозернистых сульфидов и вторичных силикатов вокруг крупных сульфидных вкрапленников. Часто платиноиды и Au находятся не на границе, а в краевой или внутренней частях сульфидных зерен и агрегатов. Подавляющая часть зерен размером менее 5 мкм рассеяна в силикатах, но вблизи сульфидов. Характерна пространственная группировка МПМ в виде скоплений (кластеров), содержащих до нескольких десятков изолированных зерен. Наблюдаются моно- и полиминеральные кластеры. Такой закономерности подчинены преимущественно мелкие зерна, в меньшей степени крупные. Морфология зерен платиноидов разнообразна. Наблюдаются идиоморфные кристаллы, округлые включения, резко ксеноморфные зерна и каемчатые обособления. Внутреннее строение зерен обычно однородное. Нередко наблюдаются тесные срастания двух и более МПМ, что особенно характерно для арсенидов и теллуридов.

Комплексное исследования МПМ свидетельствуют о том, что главными концентраторами Pd в составе руд являются висоцит, кейтконнит, котульскит; Pt – брэггит, мончеит, сперрилит и висоцит; Au – золото-серебряные сплавы. Именно они определяют благороднометалльную специализацию и практическую ценность малосульфидных руд участка Ю. Киев. Кроме собственных минералов высокие концентрации ЭПГ отмечаются в сульфидах никеля – виоларите, пентландите и миллерите. Учитывая, что содержание Pd в них может достигать 0.1-0.3 мас. %, с ними может быть связано от 10 до 50 % валового Pd.

Работы по изучению минерального состава оруденения выполнены в Геологическом институте КНЦ РАН методами оптической и электронной микроскопии. Материал отобран в 2002-2004 гг. на участках Ю. Киев и Ю. Сулейпахк полевыми отрядами ОАО «Пана».

Список литературы

1. Балабонин Н.Л., Субботин В.В., Скиба В.И. и др. Формы нахождения и баланс благородных металлов в рудах Федорово-Панской интрузии // Обогащение руд. 1998. № 6. С. 24-30.
2. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб: Наука, 2004. 174 с.
3. Габов Д.А., Карпов С.М., Вурсий Г.Л. и др. Сравнительная минералогическая характеристика платинометалльного оруденения расслоенных горизонтов массива Западно-Панских тундр // Матер. XIV научн. конф. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2003. С. 20-22.
4. Митрофанов Ф.П., Корчагин А.У., Балабонин Н.Л. и др. Основные результаты исследований платинометалльной рудоносности расслоенного ультрамафит-мафитового интрузива Федорово-Панских тундр // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. СПб, 2002. С. 572-579.
5. Налдретт А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. СПб: СПбГУ, 2003. 487 с.
6. Cabri L.J. (ed.) The geology, geochemistry, mineralogy and mineral beneficiation of platinum-group elements // Canad. Inst. of Mining, Metallurgy and Petroleum. Spec. issue. V 54. 2002. 852 p.
7. Gabov D., Subbotin V., Mitrofanov F. et al. Pd and Pt tellurides in the PGE deposit of the Fedorovo-Pansky layered intrusion, Kola Peninsula, Russia // Abstr. 32nd Int. Geol. Congr. 2004. V 1. 275 p.
8. Vursiy G., Gabov D., Subbotin V. et al. PGE-mineralization in olivine horizon in the West-Pana Layered Intrusion (Kola Peninsula, Russia) // Abstr. 10th Int. Platinum Symp. Espoo: Geol. Surv. Finland, 2005. P 558-561.

ВЕЗУВИАН РУДНОГО ПОЛЯ ЛЮПИККО, ПИТКЯРАНТА, КАРЕЛИЯ: МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ, ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА И ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Е.И. Герасимова¹, И.В. Пеков¹, Н.Н. Кононкова²

¹ Московский госуниверситет им. М.В. Ломоносова

² Институт геохимии и аналитической химии РАН, г. Москва

Магнетитово-полиметаллические месторождения района Питкяранты в Сев. Приладожье характеризуются большим разнообразием минеральных ассоциаций. Месторождения отработаны еще в XIX в. и в настоящее время доступны лишь отвалы старых шахт. Питкярантское рудное поле интенсивно изучалось 150-100 лет назад, а последние минералогические работы здесь проводил Е.И. Нефедов в 1960-1970-х гг [1]. Локальными методами, в т.ч. с помощью электронно-зондового микроанализа, большинство минералов этих месторождений не изучалось. Даже диагностика многих из них, включая порообразующие (амфиболы, слюды, хлориты и др.), выполнена лишь с точностью до группы или подгруппы. Нами начаты такие работы, обусловленные еще и тем, что район Питкяранты является местом учебных практик студентов-минералогов двух крупнейших российских университетов – Санкт-Петербургского и (с 1993 г.) Московского. Наиболее разнообразен в минералогическом отношении комплекс измененных скарнов и тесно связанных с ними более поздних флогопит-флюоритовых метасоматитов рудного поля Люпикко в 5 км к юго-востоку от г. Питкяранта. Настоящая заметка посвящена везувиану из Люпикко, который широко распространен здесь.

Общая формула минералов группы везувиана имеет вид: $X_{19}Y_{13}T_5Z_{18}O_{68}W_{10}$, где X – Ca (+ Mn); Y – Al, Mg, Mn (+ Fe, Zn, Ti); T – □, В (+ Al, Be); Z – Si (+ Al); W – OH, F, O (+ Cl). Кроме собственно везувиана $Ca_{19}(Al,Mg,Fe)_{13}Si_{18}O_{68}(OH,O,F)_{10}$ в ней на сегодня известны вилуит с доминированием В в тетраэдрических позициях T , манганвезувиан с упорядоченным размещением катионов в позициях Y : $Mn(Al,Mn,Fe)_{10}(Mg,Fe)_2$ [3] и фторвезувиан – аналог везувиана с преобладанием F в позициях W . Последний описан как новый минерал именно из Люпикко, где он образует бесцветные тонкоигловчатые кристаллы в заполненных кальцитом полостях диопсид-сфалеритовой породы с клинохлором [2]. Эта интересная находка инициировала детальное изучение везувиана из других ассоциаций Люпикко методами оптической и электронной микроскопии, электронно-зондового микроанализа и ИК спектроскопии.

В капитальном труде Е.И. Нефедова [1], посвященном Питкяранте, везувиану отведено очень мало места. В частности, указано, что "... несмотря на разнообразие пород, в которых находился везувиан, он проявлял одинаковые возрастные взаимоотношения с другими главными минералами измененных пород и, по-видимому, образован в узком интервале процесса минералообразования ... Везувиан более поздний минерал по отношению к диопсиду и андрадиту, в которых он находился в виде секущих жилков. С другой стороны, в кристаллах везувиана наблюдались жилки гроссуляра, роговой обманки, шеелита, гельвина, сфалерита, халькопирита, магнетита, флогопита, флюорита ...". Наши наблюдения показывают, что кроме этой наиболее распространенной генерации (видимо, являющейся первой: мы называем ее "позднескарновой"), везувиан присутствует на Люпикко и в составе более поздних парагенезисов.

В большинстве изученные кристаллы везувиана оказались концентрически-зональными по химическому составу и содержанию вростков других минералов. Расчет формул на сумму 50 катионов X , Y и Z показал, что даже при заполнении позиций W только одновалентными анионами OH, F и Cl в ряде образцов в катионной части имеется дефицит положительного заряда. Исходя из этого, в позицию T в таких случаях помещался бор (до 1.4 ф.е.), которым обогащены метасоматиты Питкярантских месторождений, что согласуется с данными ИК-спектроскопии. На Люпикко выделяются четыре главных ассоциации с минералами группы везувиана:

- 1) существенно магнетитовая с везувианом, хлоритом и кальцитом – "позднескарновая" по Е.И. Нефедову (обр. 1/1, 1/2, 1/3, 2/3);
- 2) магнетит-флогопит-флюоритовая с везувианом и гельвином – "грейзенная" (обр. 1/6, 2/4);
- 3) существенно хлоритовая с везувианом, флюоритом, кальцитом, гамбергитом, берборитом и викманитом – "гидротермальная" (обр. 1/5);
- 4) (диопсид)-хлорит-сфалеритовая с фторвезувианом и кальцитом в полостях [2] – "(поздне?) гидротермальная" (авторами не изучалась).

В "позднескарновой" ассоциации везувиан распространен очень широко и составляет до 40 % породы. Он зеленовато-коричневого цвета, длиннопризматический, но встречаются и короткостолбчатые зеленовато-желтые разновидности. Присутствуют также зонально окрашенные кристаллы, цвет зон варьирует от зеленовато-желтого до красно-коричневого. В кристаллах этого везувиана наблюдается тонкая концентрическая зональность, связанная с выделением хлорита по границам между зонами роста (рис. 1, 2, 3), состав хлорита см. в конце заметки. Везувиан из разных зон имеет различный химический состав. В слабозональных кристаллах зоны различаются только количеством F и, возможно, В (рис. 2). Содержание Ca в везувиане несколько снижается, а Mg – растет от ядра кристалла к краевой зоне, обогащенной вростками хлорита. Количество железа меньше в кристаллах, содержащих вростки магнетита (рис. 4).

Везувиан "грейзенной" ассоциации более редок и не образует крупных индивидов. Для него характерны радиально-лучистые агрегаты красновато-коричневого цвета до 8 мм в поперечнике, а также мелкие (< 2 мм) короткопризматические кристаллы желтовато-зеленого цвета. Главное отличие везувиана этой ассоциации в том, что по границам зон роста в его кристаллах развит в основном сингенетичный флюорит (рис. 5). Зональ-

ность таких кристаллов более грубая, чем в "позднескарновой" ассоциации. Только в одном кристалле этого типа в самой краевой зоне наблюдалось чередование везувиана с хлоритом (рис. 6). По сравнению с "позднескарновым" везувианом, "грейзеновый" содержит больше Al и Cl, но меньше Mg, Fe и F.

В "гидротермальной" ассоциации третьего типа везувиан имеет бледный зеленовато-сероватый цвет и представлен зернистыми агрегатами и призматическими кристаллами до 2-3 мм длиной. Они однородны по составу и не зональны (рис. 7). В этом минерале отмечается повышенное содержание Al, пониженное – Fe и самое большое количество Cl.

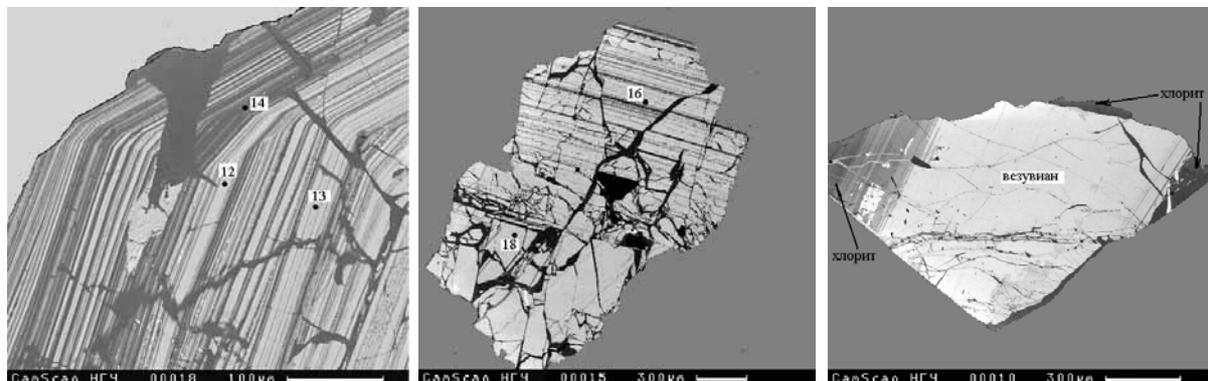


Рис. 1 (слева). Тонкая зональность в кристалле везувиана, обусловленная корочками хлорита по зонам роста. Позднескарновая ассоциация. Здесь и далее точками отмечены номера анализов, фото в отраженных электронах. Обр. 1/1.

Рис. 2 (в центре). Тонкие вrostки хлорита в кристалле везувиана, придающие ему зональность.

Позднескарновая ассоциация. Обр. 1/1.

Рис. 3 (справа). Кристалл везувиана с вrostками хлорита в краевых частях. Позднескарновая ассоциация. Обр. 1/2.

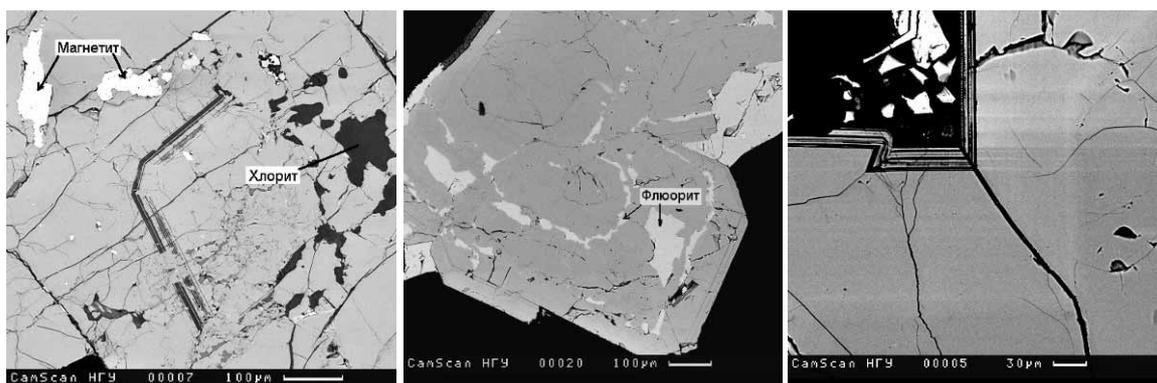


Рис. 4 (слева). Кристалл везувиана с вrostками магнетита и хлорита и низким содержанием Al. Грейзеновая ассоциация. Обр. 1/36.

Рис. 5 (в центре). Кристалл везувиана с вrostками флюорита по зонам роста. Грейзеновая ассоциация. Обр. 1/6.

Рис. 6 (справа). Однородный кристалл везувиана с тонкозональной краевой частью. Грейзеновая ассоциация. Обр. 2/4.

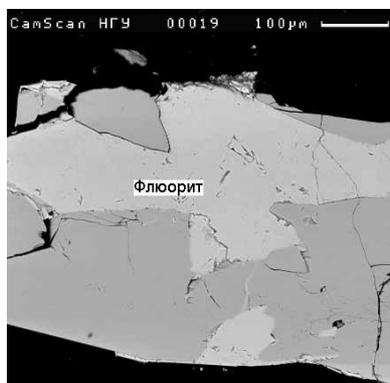


Рис. 7. Высокоглиноземистый везувиан с флюоритом. Гидротермальная ассоциация. Обр. 1/5.

Наблюдается закономерная эволюция химического состава везувиана от "позднескарновой" до "гидротермальных" ассоциаций. Она выражена в постепенном росте Al, F и Cl и снижении – Fe и Mg (табл.). Пониженные содержания Mg и F в везувиане "грейзеновой" ассоциации, несколько выпадающие из тренда, могут быть связаны с массовой кристаллизацией в эту стадию парагенных с ним флогопита и флюорита – главных концентраторов этих элементов. Сходные тенденции изменения химического состава обнаруживают изученные нами амфиболы Люпикко: в них от "скарновой" к "грейзеновой" ассоциации наблюдается рост Al, F и Cl. В кристаллах амфибола из скарнов четко видна ритмичная концентрическая зональность, границы между зонами резкие: чередуются существенно железистые зоны с существенно магниальными – гастингсит состава: $(\text{Na}_{0.41}\text{K}_{0.17})_{0.58}\text{Ca}_{2.01}(\text{Fe}^{2+}_{2.37}\text{Mg}_{1.88}\text{Mn}_{0.05}\text{Ti}_{0.01})_{4.31}\text{Fe}^{3+}_{1.05}[\text{Si}_{6.38}\text{Al}_{1.50}\text{Fe}^{3+}_{0.12}\text{O}_{22.00}](\text{OH}_{1.60}\text{F}_{0.38}\text{Cl}_{0.02})_{2.00}$ и магниогастингсит: $(\text{Na}_{0.55}\text{K}_{0.34})_{0.89}\text{Ca}_{2.09}(\text{Mg}_{2.35}\text{Fe}^{2+}_{1.43}\text{Mn}_{0.04}\text{Zn}_{0.04}\text{Ti}_{0.02})_{3.88}\text{Fe}^{3+}_{1.09}[\text{Si}_{5.80}\text{Al}_{2.20}\text{O}_{22.00}](\text{OH}_{1.35}\text{F}_{0.60}\text{Cl}_{0.05})_{2.00}$. В апоскарновых грейзенах кристаллы амфибола чаще всего однородны и соответствуют магниогастингситу:

$(\text{Na}_{0.77}\text{K}_{0.16})_{0.93}\text{Ca}_{2.19}(\text{Mg}_{3.25}\text{Fe}^{2+}_{1.14}\text{Mn}_{0.06}\text{Zn}_{0.03}\text{Ti}_{0.01})_{4.49}(\text{Fe}^{3+}_{0.42}\text{Al}_{0.10})_{0.52}[\text{Si}_{5.69}\text{Al}_{2.31}\text{O}_{22.00}](\text{OH}_{1.26}\text{F}_{0.72}\text{Cl}_{0.02})_{2.00}$. В некоторых зернах наблюдаются участки высокоглиноземистого амфибола саданагаита: $(\text{Na}_{0.77}\text{K}_{0.14})_{0.91}\text{Ca}_{2.01}(\text{Fe}^{2+}_{1.87}\text{Mg}_{1.30}\text{Mn}_{0.09}\text{Zn}_{0.02})_{3.91}(\text{Fe}^{3+}_{1.34}\text{Al}_{0.38})_{1.72}[\text{Si}_{5.35}\text{Al}_{2.65}\text{O}_{22.00}](\text{OH}_{1.37}\text{F}_{0.50}\text{Cl}_{0.13})_{2.00}$.

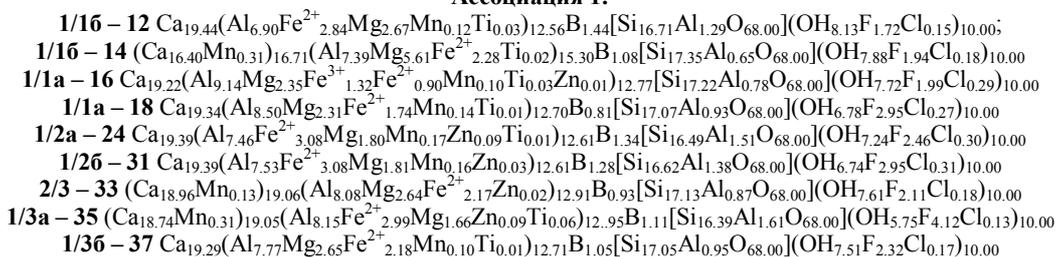
Таблица. Средние содержания элементов (в формульных единицах) в везувианах.

Компонент	Асс. 1: "поздне-скарновая"	Асс. 2: "грейзеновая"	Асс. 3: "гидротермальная"	Асс. 4: "поздне(?) гидротермальная" [2]*
Al	8.99	9.09	10.24	10.38
Fe	2.51	2.08	1.67	1.15
Mg	2.61	2.34	2.39	1.39
F	2.51	2.34	2.99	7.15
Cl	0.22	0.26	0.59	-

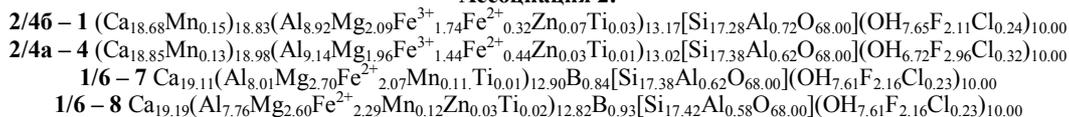
Примечание: * формульные коэффициенты из [2] пересчитаны по описанной выше схеме.

Эмпирические формулы везувиана (жирно указаны №№ образца и анализа, соответствующего точке на рисунке).

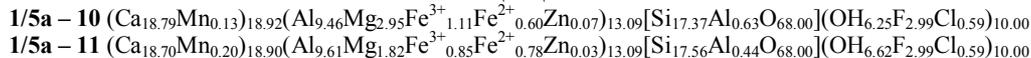
Ассоциация 1:



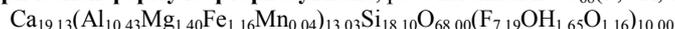
Ассоциация 2:



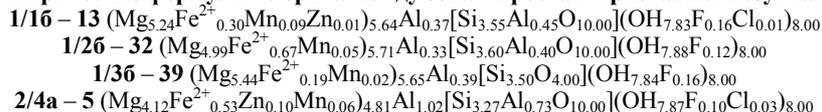
Ассоциация 3:



Эмпирическая формула фторвезувиана, рассчитанная на $\text{O}_{68}(\text{F},\text{OH},\text{O})_{10}$ [2]:



Эмпирические формулы хлорита между зонами роста в кристаллах везувиана:



Тренды изменения состава везувиана, как и амфиболов, свидетельствуют о повышении роли не только фтора, но и хлора от скарнового процесса к грейзеновому. Интересен рост активности алюминия, вероятно, связанный с увеличением степени его подвижности в виде галоидных (особенно фторидных) комплексов. Минералы группы везувиана оказываются более информативными в геохимическом отношении, чем амфиболы, т.к. их кристаллизация продолжается на более поздних стадиях эволюции (ассоциации 3 и 4) метасоматически-гидротермальной системы. Их поздние генерации демонстрируют тенденцию к росту активности фтора и алюминия не только на грейзеновой, но и на последующих гидротермальных стадиях.

Работа выполнена при поддержке гранта научной школы НШ-4818.2006.5.

Список литературы

1. Нефедов Е.И. Металлоносность и минералогия скарноидов юга Карелии и запада Кольского п-ова. Минералогия месторождения Питкяранта. Отчет. Л.: ВСЕГЕИ, 1973. 326 с.
2. Britvin S.N., Antonov A.A., Krivovichev S.V. *et al.* Fluorvesuvianite, $\text{Ca}_{19}(\text{Al},\text{Mg},\text{Fe}^{2+})_{13}[\text{SiO}_4]_{10}[\text{Si}_2\text{O}_7]_4\text{O}(\text{F},\text{OH})_9$, a new mineral species from Pitkäranta, Karelia, Russia: description and crystal structure // *Canad. Miner.* 2003. V 41. P 1371-1380.
3. Mandarino J.A., Back M.E. Fleischer's Glossary of Mineral Species. Tucson: Min. Rec. Inc., 2004. 309 p.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СЕРЫ В ЗОЛОТО- И ПЛАТИНОСОДЕРЖАЩИХ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТАХ ЛЕБЕДИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Л.В. Гордейченко, О.Г. Резникова. Воронежский госуниверситет, г. Воронеж

Одной из проблем при комплексной отработки золото-платиносодержащих железных руд КМА является наличие серы, которая, с одной стороны, является вредной примесью при получении высококачественных металлургических сплавов. С другой стороны, обогащенные ею сульфидизированные зоны объемного катаклаза, интенсивной трещиноватости и сланцеватости, а также контакты железных кварцитов и углеродсодержащих межрудных сланцев аккумулируют повышенные концентрации благородных металлов [2]. Эти особенности распределения серы отчетливо проявлены в пределах одного из крупнейших в КМА Лебединского железорудного месторождения, обрабатываемого карьером.

Стратифицированный комплекс этого месторождения включает раннеархейскую михайловскую серию (сланцы, амфиболиты, кислые вулканы и др.) и раннепротерозойскую курскую железорудную серию, включающей две свиты: а) стойленскую (кварцито-песчаники, прослои конгломератов, конгломератов и гравелитов); б) коробковскую, разрез которой включает 50-60 % железистых кварцитов [1]. Эта продуктивная свита представлена двумя железорудными и двумя сланцевыми подсвитами. Верхняя сланцевая подсвита представлена углисто-кварцево-биотитовыми гранат-слюдными, иногда амфибол-биотитовыми сланцами (мощность более 200 м). В верхней железорудной подсвите выделяются четыре горизонта. Она почти полностью сложена магнетитовыми, силикатно-магнетитовыми и железослюдково-магнетитовыми железистыми кварцитами с редкими маломощными прослоями слаборудных кварцитов и сланцев (мощность 150-300 м). Промежуточная сланцевая подсвита представлена кварц-биотитовыми, кварц-слюдными, слегка углистыми (до 3-5 %), филлитовидными, иногда гранато-слюдными с амфиболом сланцами. Нижняя железорудная подсвита сложена куммингтонит-магнетитовыми и магнетитовыми железистыми кварцитами с прослоями и пачками железослюдково-магнетитовых кварцитов, безрудными и малорудными кварцитами.

Таблица 1. Средние содержания Pt, Pd, Au и S в различных типах сульфидизированных железистых кварцитов.

№ п/п	Тип железистых кварцитов	S (81) масс. %	Pt (10) г/т	Pd (10) г/т	Au (10) г/т
1	куммингтонит-магнетитовый	0,665	0,075	0,061	0,071
2	актинолит-магнетитовый	0,698	0,03	0,205	0,302
3	эгирин-щелочноамфибол-магнетитовый	0,073	0,06	0,17	0,143
4	щелочноамфибол-магнетитовый	0,364	0,03	0,07	0,12

Примечание: в скобках – число опробований в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН.

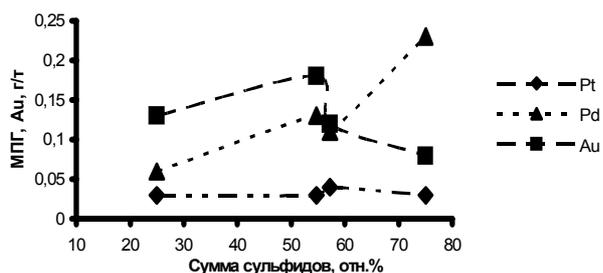
В целом устанавливается общая для железистых кварцитов закономерность – крайне неравномерный характер распределения МПГ, Au и S, при этом в некоторых разновидностях при высоких содержаниях S (от 0.36 до 0,70 мас. %) концентрации Pt существенно различны (0.075-0.03), Pd (0.061-0.205), Au (0.071-0.302 г/т), при этом эгирин-щелочноамфибол-магнетитовые кварциты при среднем S (0.073 мас. %) по сумме Pt, Pd, Au (0.373 г/т) заметно превосходят высокосернистые куммингтонит-магнетитовые разновидности (S = 0.665 мас. %, сумма Pt, Pd, Au = 0.207 г/т). Эта особенность проявляется и в других, в т.ч. метасоматических разновидностях железистых кварцитов (табл. 2).

Таблица 2. Распределение МПГ, Au и сульфидов в метасоматических разновидностях железистых кварцитов Лебединского железорудного месторождения.

№ обр.	Название породы	Pt, г/т	Pd, г/т	Au, г/т	Содержание сульфидов, отн. %
532/2	Сульфидизированный катаклазит по железистому кварциту	0,03	0,23	0,08	75
313	Сульфидизированный метасоматит по железистому кварциту	0,03	0,13	0,17	54.7
144/2	Лебединит (силикатно-сульфидно-карбонатная порода)	0,03	0,1	0,12	40
M131	Биотит-магнетитовый кварцит пиритизированный	0,02	0,04	0,13	38
127-Э	Сульфидизированная кварцевая жила с карбонатом, мусковитом и биотитом	0,03	0,06	0,13	25
M127	Малорудный биотитовый кварцит	0,01	0,13	0,05	21
507/1	Тальк-биотит-карбонатный сульфидизированный железистый кварцит	0,04	0,018	0,08	20
322	Актинолитсодержащий железистый кварцит	0,03	0,26	0,045	15
M104	Краснополосчатый кварцит	0,22	0,07	0,04	13
M105	Щелочно-амфибол-эгириновый железистый кварцит	0,12	0,005	0,37	7

Основными минеральными типами кварцитов являются: 1) слагающие более 50 % продуктивной толщи магнетитовые с небольшим количеством железной слюдки, кварца, амфиболов (Ма-Са, Fe-Mg и щелочных), биотита, эгирина, сульфидов (пирит, пирротин); 2) железно-слюдково-магнетитовые (с кварцем, амфиболами, карбонатами, сульфидами, тальком); 3) силикатно-магнетитовые: а) куммингтонит-магнетитовые; б) биотит-магнетитовые; в) актинолит-магнетитовые; г) щелочноамфибол-магнетитовые; д) эгирин-щелочноамфибол-магнетитовые; 4) слабобудные (магнетита менее 12-16 %) кварциты, главными минералами в которых являются кварц, куммингтонит (\pm биотит), второстепенными и аксессуарными – карбонаты, роговая обманка, турмалин, сульфиды. Среди слабобудных кварцитов присутствуют прослои и линзы магнетит-сульфидных пород, получивших название лебединиты. Средние содержания Pt, Pd, Au, а также S в некоторых в разной мере сульфидизированных силикатно-магнетитовых кварцитов обобщены в табл. 1.

Вместе с тем, выполненный на ограниченном материале анализ распределения ЭПГ и Au в метасоматитах и катаклазитах, свидетельствует о возрастании их концентраций по мере увеличения сульфидной составляющей (рис.). На графике выделены области концентрации МПГ и Au при содержаниях сульфидов: 1 – 20-30 % (сульфидизированная кварцевая жила); 2 – 50-60 % (сульфидизированный метасоматит по железистому кварциту и силикатно-сульфидно-карбонатная порода – лебединит); 3 – более 70 % (сульфидизированный катаклазит по железистым кварцитам).



По-видимому, неоднозначный характер распределения ЭПГ, Au и S (сульфидов) в разнотипных железистых кварцитах, их метасоматитах, а также катаклазитах свидетельствуют о двойственной (син- и эпигенетической) природе рудообразующих элементов.

Рис. Зависимость ЭПГ и Au от среднего содержания сульфидов в метасоматитах и катаклазитах (слева направо).

Таблица 3. Распределение благородных металлов в эпигенетических зонах.

Название породы	№ обр.	Pt, г/г	Pd, г/г	Au, г/г
Лебединит (актинолит-биотит-карбонатная сульфидизированная порода; среднее содержание сульфидов – 57.2 %)	144/2	0,03	0,1	0,12
	1лб	0,03	0,06	0,05
	352/2	0,03	0,14	0,19
	122	0,02	0,04	0,1
	мт-7	0,12	0,14	0,1
	м27/2	0,07	0,31	0,1
	353а	0,03	0,06	0,16
		0,04 *	0,11 *	0,12 *
Метасоматит (магнетит-биотит-амфиболовая порода с турмалином; среднее содержание сульфидов – 54.7 %)	313энд	0,03	0,11	0,16
	313	0,03	0,15	0,19
			0,03 *	0,13 *
Жила (кварцевая сульфидизированная с карбонатом, биотитом, мусковитом; среднее содержание сульфидов – 25 %)	127/э	0,03	0,06	0,13
Катаклазит (среднее содержание сульфидов – 75 %)	532/2	0,03	0,23	0,08

Примечание: * - средние содержания. Анализы выполнены в ИГЕМ РАН, зав. лабораторией Ю.К. Шаizzo.

Список литературы

1. Голивкин Н.И., Кононов Н.Д., Орлов В.П. и др. Железные руды КМА М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2001. С. 616.
2. Чернышов Н.М. Платиноносные формации курско-воронежского региона. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2004. 446 с.

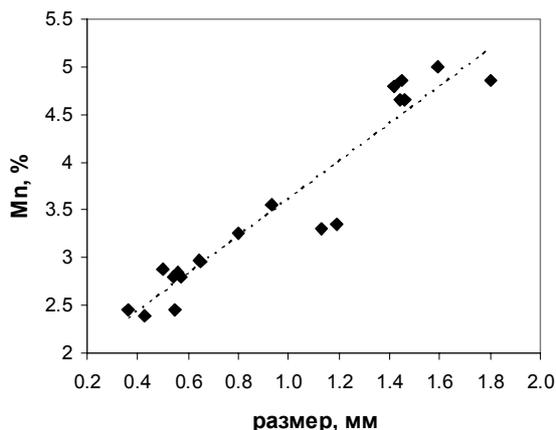
ИССЛЕДОВАНИЕ КИНЕТИКИ ПОРФИРОБЛАСТЕЗА НА ПРИМЕРЕ ГРАНАТОВ СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ

Ю.Л. Гульбин, Е.А. Сорокина, И.М. Гайдамако
Санкт-Петербургский государственный горный институт, г. Санкт-Петербург

Гранаты относятся к числу наиболее информативных минералов метаморфических пород. По мере роста температуры и давления они закономерно изменяют состав от марганцовистого до железисто-магнезиального и магнезиального и служат показателями условий метаморфизма. Важным свойством гранатов выступает их зональность. По генезису она делится на первичную (ростовую) и вторичную, формирующуюся благодаря процессам внутрикристаллической диффузии. Для объяснения причин формирования ростовой зональности предложены две группы моделей [1]. Одна объясняет зональность изменением внешних параметров (в первую очередь температуры), вторая – кристаллизацией в закрытой системе и рэлеевским фракционированием компонентов. В последнем случае допускается, что кристаллизация может протекать в изотермических условиях.

Наряду с исследованием термодинамического режима, зональность гранатов помогает отвечать на вопросы, связанные с кинетикой метаморфических реакций. Для их рассмотрения были изучены два образца метаморфических пород Северного Приладожья. Образец С2 (биотит-гранат-ставролитовый сланец) относится к ставролит-андалузитовой зоне метаморфизма [2]. Он характеризуется порфиробластовой структурой и содержит идиоморфные кристаллы граната и ставролита размером до 2-4 мм. Их образование происходило в условиях эпидот-амфиболитовой фации за счет локального массопереноса компонентов между реагирующими фазами. Образец С4 (кордиерит-гранат-силлиманитовый гнейс) принадлежит к силлиманит-калиевополевошпатовой зоне метаморфизма. Он сформировался в условиях наиболее высокотемпературной части амфиболитовой фации и содержит порфиробласты граната, часто облекаемые биотитом и силлиманитом.

В ходе исследования из каждого образца извлекались гранаты всех размеров (от 0.3 до 2 мм). Кристаллы распиливались пополам, а их состав анализировался вдоль профилей, проходящих через центры зерен, на сканирующем электронном микроскопе Jeol JSM-6460LV с энергодисперсионным спектрометром JED-2201. Диаметр зонда 3 мкм, расстояние между точками анализа 30-100 мкм, число точек на профиле 12-20. Наряду с концентрационными профилями изучалось распределение химических элементов по площади срезов. По результатам анализа выявилось следующее. В биотит-гранат-ставролитовом сланце крупные кристаллы граната обладают прямой симметричной зональностью с понижением содержания марганца и увеличением содержания железа от центра к краям зерен. С уменьшением размера зерен содержание марганца в их центральных частях постепенно падает (рис.1). Мелкие зерна по составу отвечают краевым зонам крупных кристаллов; зональность в них проявлена слабо или отсутствует. Зональность связана с уменьшением содержания спессартинового минала от 15 до 8 %.



там анализа выявилось следующее. В биотит-гранат-ставролитовом сланце крупные кристаллы граната обладают прямой симметричной зональностью с понижением содержания марганца и увеличением содержания железа от центра к краям зерен. С уменьшением размера зерен содержание марганца в их центральных частях постепенно падает (рис.1). Мелкие зерна по составу отвечают краевым зонам крупных кристаллов; зональность в них проявлена слабо или отсутствует. Зональность связана с уменьшением содержания спессартинового минала от 15 до 8 %.

Рис.1. Зависимость содержания марганца в центральных частях кристаллов граната от их размера. Биотит-гранат-ставролитовый сланец (обр.С2).

В образце биотит-кордиеритового гнейса гранаты отличаются слабо контрастной обратной зональностью. От центра к краям зерен содержание марганца увеличивается, магния – уменьшается. Корреляция между составом мелких зерен и краевых зон крупных кристаллов проявлена неочетливо. Содержание спессартинового минала 2.5-6 %. Характер зональности изученных гранатов свидетельствует о важных особенностях кристаллизации. Из графиков зональности следует, что мелкие зерна начинали кристаллизоваться позднее крупных и росли с большей скоростью. Иначе говоря, рост кристаллов проходил на фоне непрерывной нуклеации, при этом скорость роста уменьшалась с увеличением радиуса зерен. При этом содержание марганца во внешних зонах растущих кристаллов оказывалось одинаковым в каждый момент времени благодаря диффузионному выравниванию концентраций элемента во внутривеществе флюида. Вывод носит качественный характер и справедлив прежде всего для биотит-гранат-ставролитового сланца.

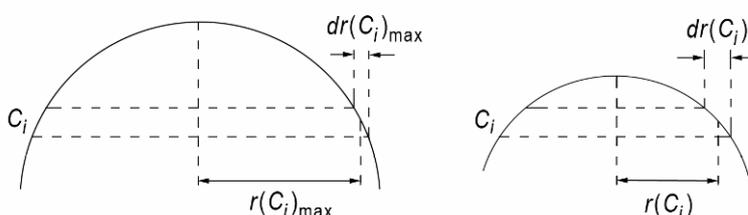
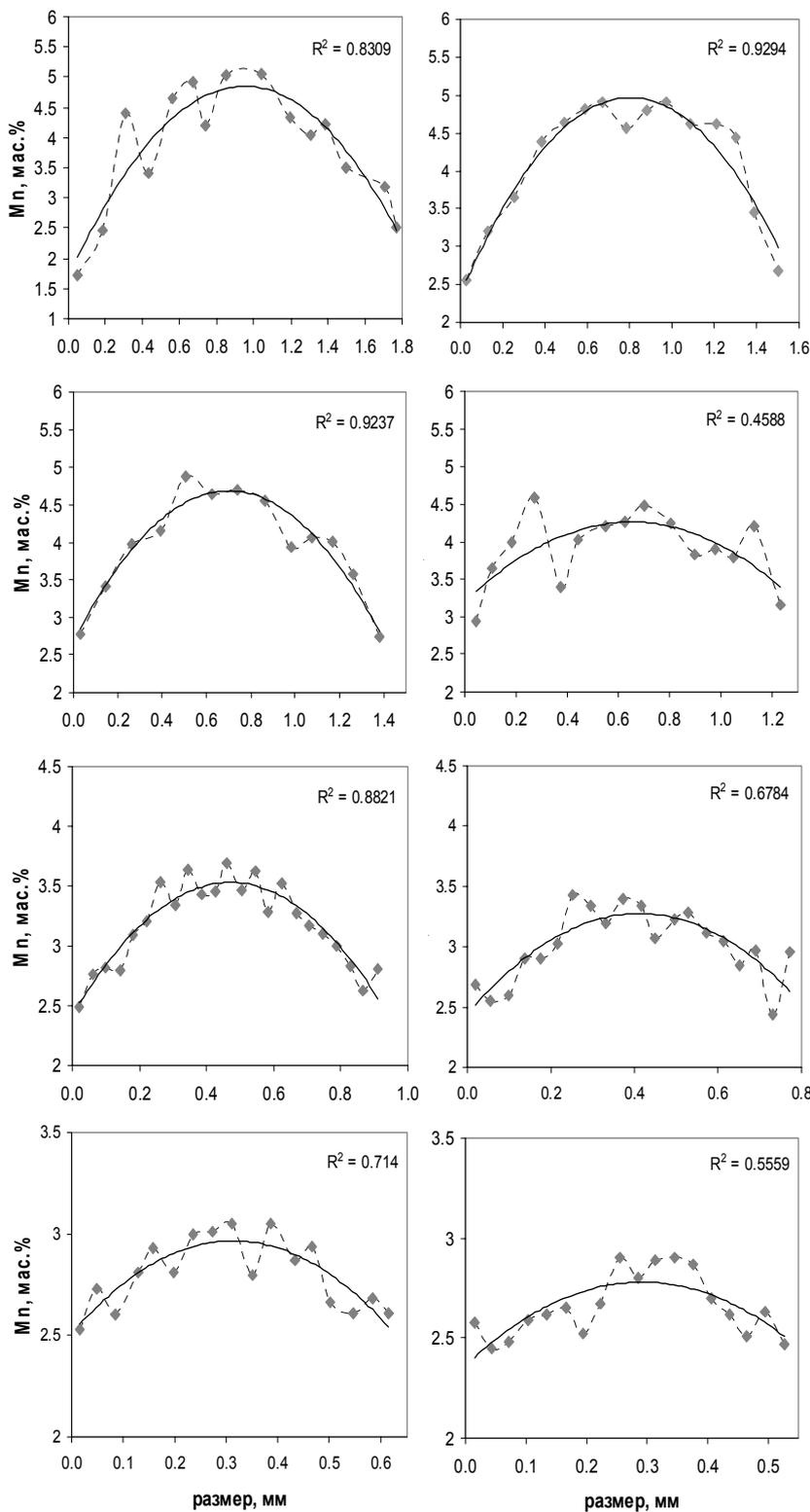


Рис. 2. Экспериментальная проверка кинетического уравнения кристаллизации [5].

Для количественного описания явления обратимся к кинетическим моделям роста порфиробластов. В литературе чаще всего обсуждаются два режима роста: кинетический (лимитируется реакциями на поверхности кристаллов) и диффу-



зионный (лимитируется диффузией в межгранулярном флюиде). Рост кристаллов в условиях кинетического режима происходит с постоянной линейной скоростью $dr/dt = k_1$, в условиях диффузионного режима – со скоростью, обратно пропорциональной радиусу кристалла $dr/dt = k_2/r$. Р. Кретцом предложен [5] способ экспериментальной проверки уравнения, описывающего временную зависимость скорости роста зародышей граната (рис. 2). На графике изображены два идеализированных концентрационных профиля зональных кристаллов разного размера, на которых измеряем: (1) расстояние от центра кристаллов до середины зоны роста $r(C_i)$ с концентрацией C_i , (2) ширину зоны роста $d r(C_i)$. При условии, что левый профиль принадлежит наибольшему кристаллу в образце, могут быть вычислены нормализованные величины:

$$r^*(C_i) = r(C_i) / r(C_i)_{max} ,$$

$$d r^*(C_i) = d r(C_i) / d r(C_i)_{max} .$$

Если рост зародышей происходил в кинетической области, то выполняется соотношение $dr^* = 1$, если в диффузионной – $dr^* = 1/r^*$. В обоих случаях постулируется равенство содержаний изучаемого компонента во внешних зонах всех одновременно растущих кристаллов.

Рис. 3. Аппроксимация концентрационных профилей кривыми второго порядка (обр. С2).

Р. Кретц использовал метод для реконструкции кинетики роста порфириобластов граната из сланцев Йеллоунайф, Канада. Он показал, что кинетика роста в исследованных образцах описывается степенным уравнением с показателем, промежуточным между 1 и $1/2$ (т.е. не соответствующим ни кинетическому, ни диффузионному режиму).

К. Финлэй и А. Керр [4], применив аналогичный подход для изучения сланцев Сев. Сесерлэнда, Шотландия, получили двойственный результат. С одной стороны, они показали возможность кристаллизации граната в кинетическом режиме, с другой – обратили внимание на гипотетическую зависимость скорости роста порфириобластов согласно уравнению $dr/dt = k_3 r$. В последнем случае мелкие кристаллы характеризуются более крутыми по форме концентрационными профилями, чем крупные и, следовательно, росли с меньшей скоростью. Перечень эмпирических моделей роста дополнила работа [3], привлекая данные о зональности гранатов метapelитов комплекса Пикурис Рэндж, США, для обоснования диффузионного режима роста порфириобластов, осложненного температурной зависимостью коэффициента диффузии в ходе прогрессивного метаморфизма. Нами для оценки уравнения роста с помощью метода Р. Кретца использовались концентрационные профили гранатов из образца С2. С целью полу-

чения монотонных кривых они предварительно аппроксимировались полиномами второго порядка (рис. 3). Построенный график (рис. 4) свидетельствует о возможности кристаллизации порфиробластов в диффузионной области при слабо меняющейся температуре.

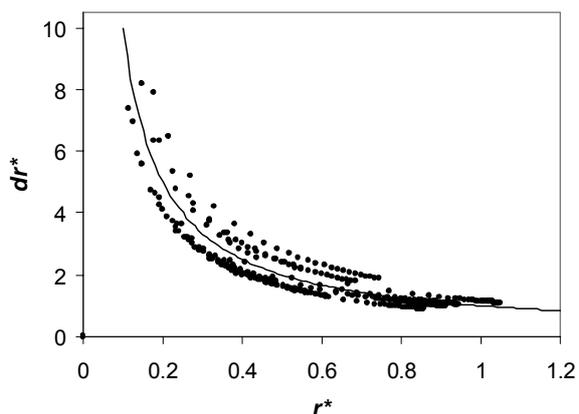


Рис. 4. Зависимость нормализованного приращения радиуса dr^* от нормализованного радиуса кристалла r^* . Линией показана зависимость $dr^* = 1/r^*$.

Вывод представляет интерес для интерпретации гранулометрического анализа метаморфических пород. Если зональность минералов несет информацию о форме кинетического уравнения роста зародышей, то распределение кристаллов по размерам позволяет исследовать вид кинетического уравнения нуклеации [5]. В этой связи возможна разработка численных моделей нуклеации и роста с учетом рэлеевского фракционирования компонентов, вариаций РТ параметров и объясняющих закономерности образования порфиробластов.

Исследование поддержано грантами РФФИ 06-05-64312 и Американского фонда гражданских исследований и развития ST-015-02.

Список литературы

1. Авченко О.В. Петрогенетическая информативность гранатов метаморфических пород. М.: Наука, 1982. 104 с.
2. Нагайцев Ю.В. Петрология метаморфических пород ладожского и беломорского комплексов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1974. 160 с.
3. Carlson W.D. The significance of intergranular diffusion to the mechanisms and kinetics of porphyroblast crystallization // Contrib. Mineral. Petrol. 1989. V 103. N 1. P 1-24.
4. Finlay C.A., Kerr A. Evidence for differences in growth rate among garnets in pelitic schists from Northern Sutherland, Scotland // Miner. Mag. 1987. V 51. P 569-576.
5. Kretz R. Some models for the rate of crystallization of garnet in metamorphic rocks // Lithos. 1974. V 7. P 123-131.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ И ОСОБЕННОСТИ ЦИРКОНА В ПОРОДАХ МЕЛОВАТСКОГО МАССИВА ПО ДАННЫМ БУРЕНИЯ

Г.С. Золотарева. Воронежский госуниверситет, г. Воронеж

Назначение Воронежской параметрической скважины многофункционально: тектоника, магматизм, стратиграфия, литология, рудоносность пород Калач-Эртильского блока в составе Воронежского кристаллического массива (ВКМ). Важной задачей является уточнение формационной принадлежности интрузивных комплексов, определение их возраста, минерогенеза и тектонических условий становления. Изучение акцессорной минерализации магматических пород всегда было важным инструментом корреляции магматических комплексов. В последние годы все более используются изотопные геохронологические исследования, базирующиеся на изучении изотопного состава урана и свинца в цирконе. Возможности современного Shrimp-метода позволяют использовать единичные зерна циркона, что представляет очень высокие требования к подготовке пробы и отбору монофракций, подвергающихся дальнейшему анализу. В этой связи изучение морфологии и других типоморфных особенностей циркона – одна из основных задач изотопных исследований. В ходе бурения вскрыты две главные разновидности интрузивных пород – гранодиориты и габбро-диориты, которые находятся в сложных взаимоотношениях. Были отобраны пробы с глубины 521 м – гранодиориты и 727 м – кварцевые габбро-диориты. Пробы весом 1,5 кг обрабатывались по следующей методике: 1) дробление и просеивание через набор сит размером (1-0.4; 0.4-0.2; менее 0.2); 2) промывка лотком или ковшом; 3) деление в бромформе; 4) магнитная сепарация; 5) электромагнитная сепарация; 6) диагностика и подсчет минералов во фракциях.

Гранодиорит. В протолочке обнаружены: циркон, апатит, сфен, пирит, магнетит и ильменит.

Апатит встречается в прозрачных зернах размером от 0.136×0.064 до 0.28×0.16 мм, гексагонального габитуса с хорошо выраженными гранями призмы, в меньшей степени – пирамид. Отмечаются перпендикулярные оси 6-го порядка плоскости спайности, по которым развивается отдельность. Грани матовые за счет большого количества мелких поверхностных каверн за счет частичного растворения. В крупных зернах ребра сглажены, в мелких более – хорошо сформированы.

Сфен – светло-коричневого цвета, отмечается пятнистая окраска (на светлом фоне – пятна более темного оттенка). В некоторых кристаллах выражена зональная окраска (в центральной части темно-коричневая, периферия светло-коричневая). Ширина темных зон 0.08-0.12 мм. В обломках хорошо выражена спайность в шести направлениях, за счет которой они часто имеют уплощенную форму. Хорошо образованных конвертов, характерных для сфена, в данной фракции почти нет, что связано с доминирующим размером зерен в интервале 0.2-0.4 мм. Менее распространены обломки сфена темно-коричневого цвета, для которого спайность менее характерна. Крайне редко встречаются зерна сфена оливково-зеленого цвета. Иногда сфен встречается в сростках с амфиболом. Во фракции 0.2-0.4 мм сфен встречается в крупных таблитчатых кристаллах размером до 0.4 мм, часто в хорошо образованных конвертообразных (> 0.2 мм) кристаллах. Крупные кристаллы часто образуют сростки. Цвет коричневый до темно-коричневого. Содержит включения биотита, кристаллы трещиноватые, грани покрыты мелкими кавернами.

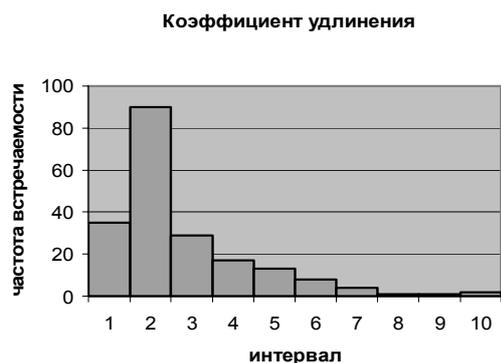


Рис. 1. Частота встречаемости циркона по коэффициенту удлинения.

Пирит встречается в виде обломков, что свидетельствует о доминирующем размере пирита более 0,2 мм. Отмечаются грани куба с хорошо выраженной штриховкой.

Магнетит редок и встречается в виде мелких до (0.04-0.08 мм) изометричных зерен, чаще всего октаэдрической формы, иногда с хорошо выраженной ступенчатой поверхностью граней. Цвет смоляно-черный, блестящий, излом раковистый.

Ильменит встречается в обломках неправильной формы. Цвет смоляно-черный с хорошо выраженным блеском (яр-

кий, близок к алмазному). Излом раковистый.

Циркон встречается в трех разновидностях: 1) удлиненный, 2) короткопризматический, 3) изометрический. В таблице приведены данные о длине, ширине и удлинении для 200 зерен. Длина зерен находится в интервале 0.032-0.224, среднее 0.08 мм, ширина – в интервале 0.008-0.072, среднее 0.044 мм, удлинение от 1 до 10 с логнормальным законом распределения и пиком частоты в интервале 2-3 (рис. 1). Наиболее широко распространена огранка гиацинтового типа, менее – цирконового, еще реже – сложной формы (комбинации тетрагональной призмы и дипирамид с гранями (111) реже (221)). В половине зерен наблюдаются газово-жидкие и минеральные включения. Крупные зерна, как правило, обладают зональным строением. Окраска слабая, в розовато-коричневых тонах.

Кварцевый габбродиорит. В протолочке обнаружены циркон, турмалин, ксенотим и ильменит.

Турмалин представлен обломками размером 0.12×0.08 , 0.28×0.224 и 0.176×0.048 мм. В отдельных кристаллах отмечается четко выраженная продольная штриховка и дитригональный габитус в поперечном сечении. Цвет зеленовато-бурый, с ярко выраженным плеохроизмом под микроскопом в параллельных николях.

Ксенотим встречается в редких зернах размером 0.16×0.136 и 0.16×0.112 мм в виде дитетрагональной дипирамиды, укороченной по оси 4-го порядка. Цвет коричневатого-желтый. На гранях – следы частичного растворения в виде мелких каверн на гранях (111).

Ильменит встречается в кристаллах размером 0.24×0.08 мм. Поверхности граней блестящие, реже матовые, ребра сглажены. Встречаются обломки с блестящим раковистым изломом и размером более 0.24 мм.

Циркон. Подсчитано и проанализировано 300 зерен циркона. Длина в интервале 0.016-0.304 мм, среднее 0.064 мм. Реже наблюдаются кристаллы циркона длиной 0.224-0.256 и 0.272-0.304 мм. Ширина зерен в интервале 0.008-0.168, среднее 0.016 мм. Коэффициент удлинения в интервале 1-11 с логнормальным распределением и пиком частоты встречаемости в интервале 2-3. В крупных кристаллах размером 0.176×0.056 мм и более хорошо выражена зональность и наблюдаются газопо-жидкие включения. Встречаются сростки кристаллов слабой розово-коричневой окраски, характерные для граней (100). В отдельных зернах отмечена трещиноватость. Доминирующий тип – гиацинтовый, реже – цирконовый. В наиболее крупных зернах отмечаются минеральные включения. Для наиболее окрашенных кристаллов характерна повышенная трещиноватость. В относительно изометричных зернах фракции 0.120×0.08 мм включения почти отсутствуют. Наиболее распространенный тип граней (100) и (111), реже встречаются дипирамиды (131).

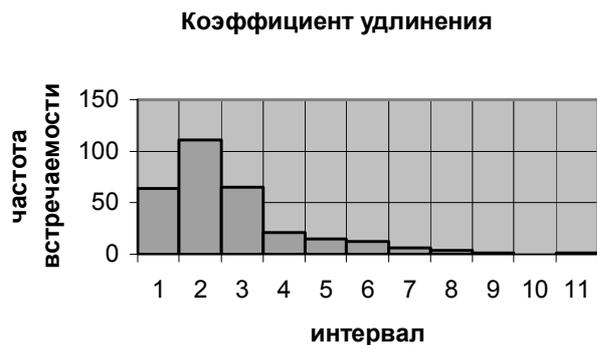


Рис. 2. Частота встречаемости циркона по коэффициенту удлинения.

Таким образом, набор аксессуарных минералов, а также типоморфизм цирконов из гранодиоритов и кварцевых габбродиоритов свидетельствуют о различной формационной принадлежности этих пород, что подтверждается их рвущими взаимоотношениями, (габбродиориты более древние), а также изотопными данными по цирконам - установлена разница в 30 млн. лет. Природу совместного нахождения указанных пород предстоит выяснить в дальнейшем.

ЗОНАЛЬНОСТЬ ХИБИНСКОГО ФОЙЯИТОВОГО МАССИВА ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ КАЛИЕВЫХ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

А.О. Калашников, Е.А. Селиванова, М.И. Квятковская, Н.Г. Коноплева,
Я.А. Пахомовский. Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты

Крупнейший в мире Хибинский щелочной массив с уникальными апатитовыми месторождениями является традиционным объектом геологических исследований. Но его строение уже почти столетие вызывает споры, а число гипотез формирования массива перевалило за десяток. В целях изучения зональности массива было проведен отбор проб по профилю от ж/д ст. Хибины до вершины г. Вантомнюк (рис. 1), с интервалом 100-500 м, определен химический состав пород и слагающих их минералов [4, 6]. Данная работа продолжением указанных и призвана выяснить, каким образом зональность Хибинского массива отражена в составе, кристаллической структуре и пространственной ориентировке кристаллов калиевого полевого шпата (КПШ) в фойяитах – преобладающих породах массива. Исследование включало следующие операции:

1. определение химического состава полевых шпатов микронзондовым методом и пересчет на миналы;
2. диагностика ортоклаза и микроклина по дебаеграммам и подсчет доли ортоклаздоминантных образцов в профиле А-В-С-Д;
3. количественная оценка разориентированности таблитчатых кристаллов КПШ (т.е. оценка трахитоидности породы) в полированных шлифах фойяитов размером 15×10 см.

Всего изучено 50 образцов фойяитов; исследования проводились в лаборатории физических методов исследования пород, руд и минералов Геологического института КНЦ РАН. Определение химического состава КПШ осуществлено на микроанализаторе MS-46 Сатеса, пересчет на миналы – при помощи программы «Минал» Д.В. Доливо-Добровольского. Диагностика ортоклаза и микроклина проводилась по дебаеграммам (обычно 2-4 кристалла). Для оценки трахитоидности породы определялась ориентировка оси максимального удлинения кристаллов КПШ относительно произвольно выбранного направления, затем с помощью программы "Statistica" вычислялось стандартное отклонение ориентировок от среднего значения. По полученным данным построены графики изменения соответствующих показателей (рис. 2), усредненных по 5-километровым интервалам по профилю А-В-С-Д (7-15 образцов на интервал). Доверительный уровень в 95 % характеризует разброс значений изучаемых параметров в пределах интервалов усреднения.

На графиках хорошо видно, что содержание ферри-ортоклазового минала в составе КПШ из фойяитов постепенно возрастает от края к центру массива (рис. 2а), на этом фоне имеет место его резкое увеличение в районе Главного кольца (точка С). Концентрационная кривая для цельзианового минала симметрична относительно Главного кольца (точка С), в районе которого наблюдается максимальная концентрация бария (рис. 2б). Эти максимумы подчеркиваются наличием в рисчорритах – нефелиновых сиенитах, "отделяющих" изучаемые фойяиты от фойидолитов Главного кольца – гиалофана и максимально железистого для Хибинского массива ортоклаза. Рентгеноструктурный анализ КПШ показал, что встречаемость фойяитов, КПШ которых представлен ортоклазом, уменьшается от краевой части массива к центру. На этом фоне проявлен резкий «ортоклазовый» максимум вблизи Главного кольца (рис. 2в). Уменьшение роли ортоклаза от краевой части массива к его центру позволяет предположить, что температура кристаллизации полевого шпата уменьшалась в этом направлении по мере кристаллизации фойяитов [1].

Из графика изменения величины стандартного отклонения ориентировок кристаллов КПШ (рис. 2г) следует, что степень изотропности фойяитов последовательно увеличивается от краевой и центральной частей массива к Главному кольцу, вблизи которого фойяиты переходят в совершенно изотропные рисчорриты. Это опровергает традиционные представления о существовании отдельных трахитоидных комплексов (трахитоидных «хибинитов» и фойяитов) по обе стороны Главного кольца [2 и др.]. При этом кривая степени изотропности фойяитов вдоль профиля зеркально симметрична относительно Главного кольца.

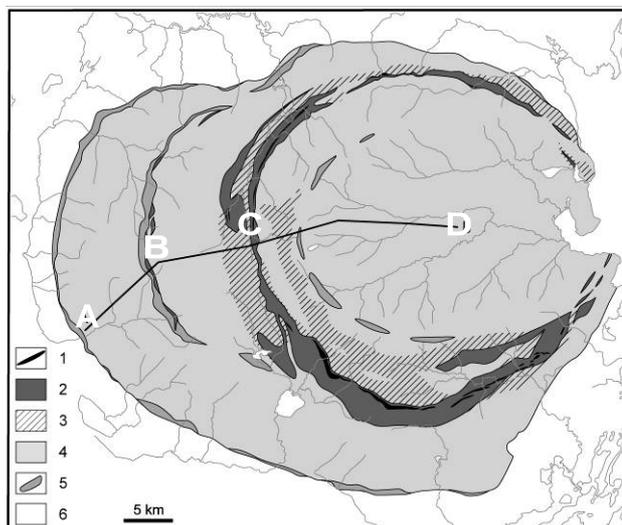


Рис. 1. Схема геологического строения Хибинского массива (по О.Л. Сняtkовой и Н.К. Михняку с упрощениями и дополнениями). 1 – апатит-нефелиновые породы, 2 – мельтейгитуртиты, 3 – рисчорриты, 4 – фойяиты, 5 – фени-гизированные, ороговикованные вулканогенно-осадочные породы, 6 – вмещающие метаморфические комплексы AR и PR. А-В-С-Д – профиль опробования.

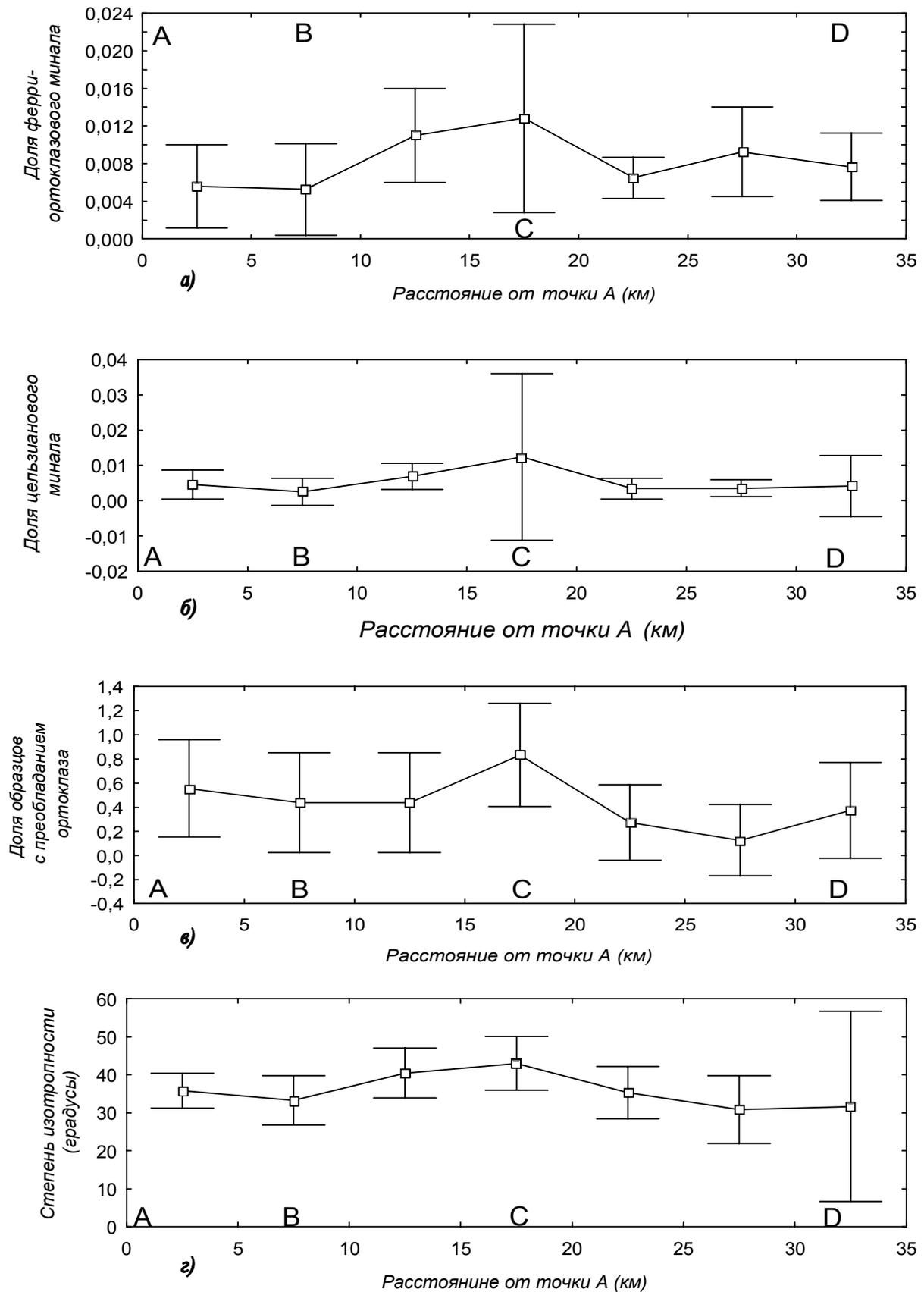


Рис. 2. Изменение содержания ферри-ортоклазового (а) и цельзианового (б) миналов в составе КПШ фойяитов, доли образцов с преобладанием ортоклаза над микроклином (в) и стандартного отклонения ориентировок кристаллов КПШ от их среднего значения (г) по профилю А–D.

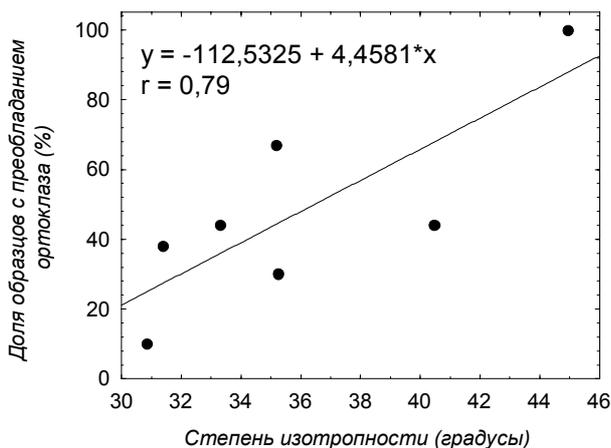
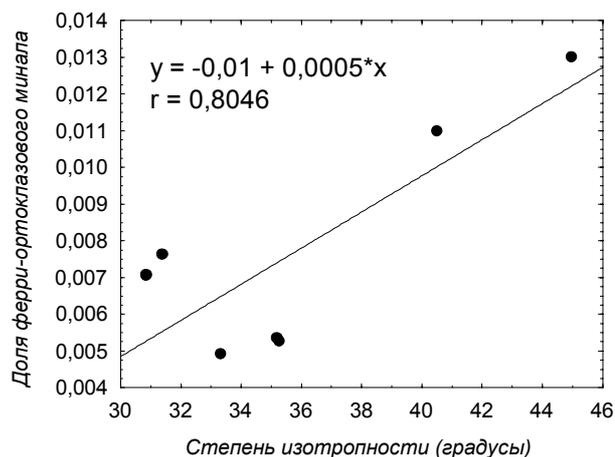
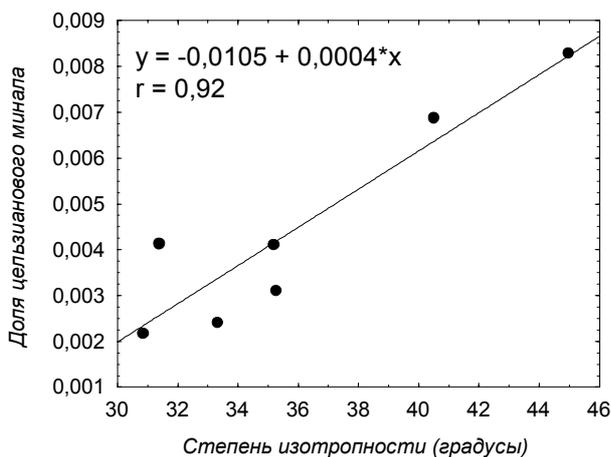


Рис. 3. Изменение состава и структурного состояния полевого шпата в зависимости от степени изотропности фойяитов.

Когерентное изменение переменных вдоль профиля *A-B-C-D* обуславливает то, что все они характеризуются высокой степенью корреляции (рис. 3). Степень изотропности фойяитов по мере приближения к фойидолитовой толще Главного кольца сопровождается переходом микроклина в ортоклаз, вероятно, вследствие прогрева пород, и возрастанием содержания Fe^{3+} и Ва в соответствии с изоморфизмом $K + Si \leftrightarrow Ba + Fe^{3+}$. Рисчорриты,

полевой шпат в которых представлен исключительно ортоклазом (обычно с повышенными Fe^{3+} и Ва), будучи наиболее изотропными нефелиновыми сиенитами, выступают конечным продуктом процесса.

Таким образом, полученные данные указывают на контролирующую роль Главного кольца в отношении состава и структурного состояния КПШ. По-видимому, формирование Главного кольцевого разлома вследствие приповерхностной дилатансии фойяитовой колонны [3-5] и его заполнение фойидолитовым расплавом привело к разогреву близлежащих фойяитов, их метасоматической переработке и текстурной изотропизации вплоть до образования рисчорритов с высокой степенью изотропности.

Исследования проводились в рамках тем НИР 4-2004-4801 и 4-2004-3201 Геологического института КНЦ РАН, а также проекта 4-26/598 МПР РФ при финансовой поддержке ООО «Минералы Лапландии».

Список литературы

1. Боруцкий Б.Е. Щелочные полевые шпаты как минералогические индикаторы в решении проблем генетической минералогии, петрологии и рудогенеза (на примере Хибинского вулканно-плутонического комплекса, Кольский п-ов) // Прикладная геохимия. Вып. 7. Минералогия, геохимия и генетические типы месторождений. Кн. 1. М.: ИМГРЭ, 2005. С. 15-32.
2. Галахов А.В. Петрология Хибинского щелочного массива. Л.: Наука, 1975. 256 с.
3. Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю. Самоорганизация минеральных систем. М.: ГЕОС, 2001. 312 с.
4. Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю., Коноплева Н.Г. и др. Структурно-вещественная самоорганизация Хибинского массива // Петрография XXI века. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2005. С. 89-91.
5. Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю., Яковенчук В.Н. Тектонические перколяционные зоны в Хибинском массиве // Физика Земли. 1998. № 10. С. 40-45.
6. Коноплева Н.Г., Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А. и др. Минеральная зональность фойяитов Хибинского массива по профилю от ст. Хибины до г. Рыпнецк // Минералогия во всем пространстве сего слова. Тр. II Ферсмановской научной сессии Кольского отделения РМО. Апатиты: Изд-во К & М, 2005. С. 116-119.

АМФИБОЛЫ ХИБИНСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА

Н.Г. Коноплева, Г.Ю. Иванюк, Я.А. Пахомовский, В.Н. Яковенчук, Ю.П. Меньшиков,
Ю.А. Корчак. Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты

Амфиболы, наряду с клинопироксенами, являются главными темноцветными минералами всех типов пород Хибинского массива. Но несмотря на длительную историю их исследования данных о составе амфиболов и закономерностях его изменения в пространстве мало. Диагностика большей части породообразующих амфиболов сделана по оптическим свойствам в шлифах, а приводимые в литературе данные о составе жильных амфиболов получены весовым химическим анализом. Ситуация усугубляется тем, что приводимые в опубликованных работах названия амфиболов (базальтической роговой обманки или арфведсонита), согласно современной классификации ММА, могут соответствовать различным минеральным видам. Для восполнения пробела авторы предприняли специальное исследование закономерностей изменения состава амфиболов от краевой части Хибинского массива (район ж/д станции "Хибинь", А на рис. 1) к его центру (г. Вантомнюк, D на рис. 1) и далее к краю массива у подножья г. Китчепакх (F на рис. 1). Кроме оригинальных данных мы используем и немногочисленные литературные сведения, касающиеся, прежде всего, амфиболов из щелочных габброидов и щелочно-ультраосновных пород дайковой серии.

Химический состав амфиболов определен на микроанализаторе MS-46 Самеса в Геологическом институте КНЦ РАН при стандартных условиях. Пересчет кристаллохимических формул сделан при помощи программы "Минал" Д.В. Доливо-Добровольского. Для ряда образцов расчет привел к заметно завышенным концентрациям кремния и дисбалансу зарядов, не компенсируемому переводом железа из одной валентности в другую. В этом случае в расчет введено минимально необходимое количество лития (до 0.7 мас. % Li₂O), присутствие которого подтверждено пламенной фотометрией. Диагностика всех амфиболов подтверждена рентгеноструктурным анализом. Всего в породах Хибинского массива установлено 26 представителей амфиболов, входящих в три номенклатурные группы, с ярко выраженным типоморфизмом.

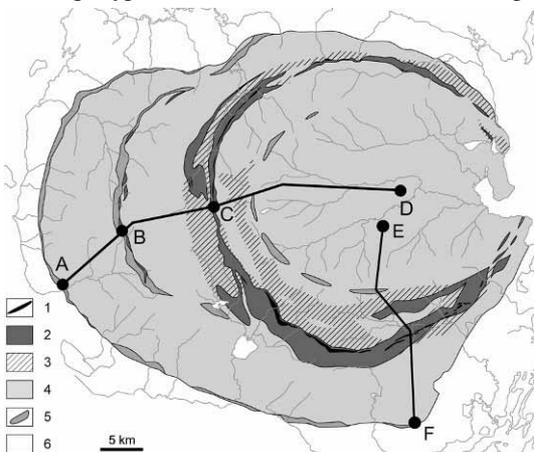


Рис. 1. Схема геологического строения Хибинского массива (по О.Л. Снятковой и Н.К. Михняку, с упрощениями и дополнениями). 1 – апатит-нефелиновые породы, 2 – мельтейгит-уртиты, 3 – ричесорриты, 4 – фойяиты, 5 – ксенолиты вулканогенно-осадочных пород, 6 – вмещающие метаморфические комплексы архея и протерозоя. А-Д и Е-Е – линии отбора проб.

Всего в породах Хибинского массива установлено 26 представителей амфиболов, входящих в три номенклатурные группы, с ярко выраженным типоморфизмом.

Кальциевые амфиболы

Эденит $(\text{Na}_{0.56-0.85}\text{K}_{0.17-0.28})_{0.78-1.07}(\text{Ca}_{1.51-1.85}\text{Na}_{0.15-0.49})_{2.00}(\text{Mg}_{2.84-4.22}\text{Fe}^{2+}_{0.54-1.68}\text{Ti}_{0.00-0.43}\text{Fe}^{3+}_{0.00-0.23}\text{Al}_{0.00-0.12}\text{Mn}_{0.05-0.12}\text{V}_{0.00-0.01})_{5.00}[(\text{Si}_{6.64-7.29}\text{Al}_{0.63-1.36}\text{Ti}_{0.00-0.07})_{8.00}\text{O}_{22}](\text{OH},\text{F})_2$ – доминирующий породообразующий амфибол ороговикованных ксенолитов вулканогенно-осадочных пород в фойяитах гг. Юмьечорр и Юдычвумчорр.

Фторэденит $(\text{Na}_{0.98}\text{K}_{0.33})_{1.31}(\text{Ca}_{1.75}\text{Na}_{0.25})_{2.00}(\text{Mg}_{3.68}\text{Fe}^{2+}_{0.57}\text{Fe}^{3+}_{0.30}\text{Al}_{0.22}\text{Ti}_{0.19}\text{Mn}_{0.04})_{5.00}[(\text{Si}_{6.99}\text{Al}_{1.01})_{8.00}\text{O}_{22.00}](\text{F}_{1.18}\text{O}_{0.77}\text{OH}_{0.05})$ установлен в нефелино-полевошпато-амфиболовой жиле в клинопироксено-плаггиоклазовых роговиках из ксенолита в фойяитах г. Юмьечорр [10].

Керсутит $(\text{Na}_{0.46-0.64}\text{K}_{0.21-0.34})_{0.67-0.98}(\text{Ca}_{1.71-1.88}\text{Na}_{0.12-0.29})_{2.00}(\text{Mg}_{2.20-3.39}\text{Fe}^{2+}_{0.90-1.75}\text{Ti}_{0.35-0.55}\text{Fe}^{3+}_{0.14-0.40}\text{Al}_{0.03-0.36}\text{Mn}_{0.01-0.05})_{5.00}[(\text{Si}_{5.70-6.29}\text{Al}_{1.71-2.30})_{8.00}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$ – характерный минерал щелочных габброидов – эссекситов и тералитов [5]. Кроме того, керсутит обнаружен в ксенолитах амфиболо-апатитовых пород [2] и карбонатизированном пикритовом цементе [13] трубки взрыва в урритах г. Намуайв.

Паргасит $(\text{Na}_{0.83}\text{K}_{0.27})_{1.09}(\text{Ca}_{1.86}\text{Na}_{0.14})_{2.00}(\text{Mg}_{2.33}\text{Fe}^{2+}_{1.76}\text{Al}_{0.50}\text{Ti}_{0.31}\text{Fe}^{3+}_{0.05}\text{Mn}_{0.05})_{5.00}[(\text{Si}_{5.88}\text{Al}_{2.12})_{8.00}\text{O}_{22}](\text{OH},\text{F})_2$ обнаружен во флогопито-анальцимо-доломитовом цементе трубки взрыва в урритах г. Намуайв [13].

Ферропаргасит $(\text{Na}_{0.98}\text{K}_{0.02})_{1.00}(\text{Ca}_{1.73}\text{Na}_{0.27})_{2.00}(\text{Fe}^{2+}_{2.46}\text{Mg}_{1.71}\text{Al}_{0.50}\text{Ti}_{0.08}\text{Fe}^{3+}_{0.20}\text{Mn}_{0.05})_{5.00}[(\text{Si}_{6.41}\text{Al}_{1.59})_{8.00}\text{O}_{22}](\text{OH},\text{F})_2$ установлен А.А. Арзамасцевым и др. [2] в эссексит-диабазов, секущих ийолит-уртиты долины Оленьего ручья.

Гастингсит $(\text{Na}_{0.33-0.64}\text{K}_{0.29-0.34})_{0.62-0.97}(\text{Ca}_{1.62-1.92}\text{Na}_{0.08-0.38})_{2.00}(\text{Fe}^{2+}_{2.13-2.83}\text{Mg}_{1.52-1.55}\text{Fe}^{3+}_{0.55-0.88}\text{Ti}_{0.02-0.31}\text{Al}_{0.00-0.11}\text{Mn}_{0.05-0.06})_{5.00}[(\text{Si}_{6.16}\text{Al}_{1.48-1.84}\text{Ti}_{0.00-0.35})_{8.00}\text{O}_{22}](\text{OH},\text{F})_2$ обнаружен Б.Е. Боруцким [5] в тералитовой дайке, секущей фойяиты г. Петрелиуса.

Магнезиогастингсит $(\text{Na}_{0.37-0.47}\text{K}_{0.08-0.21})_{0.54-0.58}(\text{Ca}_{1.53-1.67}\text{Na}_{0.33-0.47})_{2.00}(\text{Mg}_{2.67-4.05}\text{Fe}^{2+}_{0.00-1.23}\text{Fe}^{3+}_{0.39-0.50}\text{Al}_{0.16-0.38}\text{Ti}_{0.06-0.36}\text{Sr}_{0.00-0.32}\text{Mn}_{0.00-0.04})_{5.00}[(\text{Si}_{6.24-6.38}\text{Al}_{1.62-1.76})_{8.00}\text{O}_{22}](\text{OH},\text{F})_{1.35-2.00}$ установлен А. А. Арзамасцевым и др. [2] в дайке эссексит-диабазов, секущей ийолит-уртиты долины Оленьего ручья, и перидотитовом ксенолите из трубки взрыва в урритах г. Намуайв.

Натрий-кальциевые амфиболы

Катофорит и ферри-катофорит $(\text{Na}_{0.55-0.94}\text{K}_{0.21-0.36})_{0.76-1.27}(\text{Ca}_{0.50-0.89}\text{Na}_{1.11-1.50})_{2.00}(\text{Fe}^{2+}_{1.90-2.94}\text{Mg}_{1.24-1.83}\text{Fe}^{3+}_{0.10-0.80}\text{Al}_{0.00-0.14}\text{Ti}_{0.07-0.28}\text{Sr}_{0.00-0.00}\text{Mn}_{0.18-0.31}\text{Zr}_{0.00-0.03}\text{V}_{0.00-0.01})_{5.00}[(\text{Si}_{7.11-7.49}\text{Al}_{0.51-0.89}\text{Ti}_{0.00-0.05})_{8.00}\text{O}_{22}](\text{OH},\text{F})_2$ – акцессорные или породообразующие минералы фойяитов центральной части массива [6, 11, 13].

Магнезиокатофорит и магнезио-ферри-(фтор)-катофорит $(\text{Na}_{0.60-0.84}\text{K}_{0.16-0.30})_{0.56-1.07}(\text{Ca}_{0.76-1.32}\text{Na}_{0.68-1.24})_{2.00}(\text{Mg}_{2.14-3.16}\text{Fe}^{2+}_{0.98-1.82}\text{Fe}^{3+}_{0.00-0.92}\text{Al}_{0.00-0.13}\text{Ti}_{0.10-0.33}\text{Mn}_{0.09-0.28})_{5.00}[(\text{Si}_{7.07-7.36}\text{Al}_{0.00-0.88}\text{Ti}_{0.00-0.23})_{8.00}\text{O}_{22}](\text{O}_{0.00-0.46}\{\text{OH},\text{F}\}_{1.54-2.00})_2$ – характерные породообразующие минералы роговиков из ксенолитов вулканогенно-осадочных пород и вмещающих фойяитов, локализованных вблизи Малого и Главного фойидолитовых колец. Весовой химический анализ аналогичных Са-На амфиболов из фойяитов долины р. Малая Белая [12] и фойидолитов г. Коашва [10, 12] выявил постоянное превышение содержания фтора над (ОН)-группами.

Калиевый аналог магнезио-ферри-катофорита $(\text{K}_{0.55-0.64}\text{Na}_{0.23-0.44})_{0.78-1.08}(\text{Ca}_{0.90-1.24}\text{Na}_{0.76-1.10})_{2.00}(\text{Mg}_{2.32-3.40}\text{Fe}^{2+}_{0.96-2.00}\text{Fe}^{3+}_{0.40-0.44}\text{Ti}_{0.05-0.14}\text{Mn}_{0.06-0.23}\text{Zr}_{0.00-0.01})_{5.00}[(\text{Si}_{7.02-7.46}\text{Al}_{0.40-0.82}\text{Ti}_{0.14-0.16})_{8.00}\text{O}_{22}](\text{OH},\text{F})_2$ встречен нами наряду с собственно магнезио-(ферри)-катофоритом в фойяитах пика Марченко, вмещающих ксенолиты вулканогенно-осадочных пород. Амфибол близкого состава установлен в фойидолитах г. Коашва [3].

Ферри-магнезиотарамит $(\text{Na}_{0.39}\text{K}_{0.36})_{0.75}(\text{Ca}_{1.43}\text{Na}_{0.57})_{2.00}(\text{Mg}_{3.18}\text{Fe}^{3+}_{0.77}\text{Fe}^{2+}_{0.19}\text{Al}_{0.39}\text{Ti}_{0.45}\text{Mn}_{0.03})_{5.00}[(\text{Si}_{5.65}\text{Al}_{2.35})_{8.00}\text{O}_{22}](\text{OH}_{1.02}\text{O}_{0.94})_{1.96}$ описан Н.П. Лупановой в дайке меланефелинитов, секущей фойяиты ущелья Рамзая, под названием базальтическая роговая обманка [4].

Феррорихтерит $(\text{Na}_{0.62-0.81}\text{K}_{0.18-0.58})_{0.90-1.21}(\text{Na}_{1.27-1.49}\text{Ca}_{0.51-0.73})_{2.00}(\text{Fe}^{2+}_{2.20-2.43}\text{Mg}_{1.61-2.30}\text{Fe}^{3+}_{0.05-0.70}\text{Mn}_{0.12-0.32}\text{Ti}_{0.06-0.22}\text{Al}_{0.00-0.18}\text{Li}_{0.00-0.12}\text{Zn}_{0.00-0.02}\text{V}_{0.00-0.01})_{5.00}[(\text{Si}_{7.55-7.97}\text{Al}_{0.03-0.45}\text{Ti}_{0.00-0.05})_{8.00}\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F})_2$ – акцессорный, реже породообразующий минерал фойяитов (гг. Вантомнюк, Юмъчорр, Поачвумчорр, Китчапахк и др.) и фойидолитов (г. Поачвумчорр).

Калиевый феррорихтерит $(\text{K}_{0.71}\text{Na}_{0.50})_{1.21}(\text{Na}_{1.50}\text{Ca}_{0.50})_{2.00}(\text{Fe}^{2+}_{2.45}\text{Mg}_{2.09}\text{Mn}_{0.18}\text{Ti}_{0.18}\text{Al}_{0.09}\text{V}_{0.01})_{5.00}[(\text{Si}_{7.94}\text{Al}_{0.06})_{8.00}\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F})_2$ установлен нами в урритах г. Коашва.

Рихтерит $(\text{Na}_{0.43-0.94}\text{K}_{0.17-0.47})_{0.77-1.27}(\text{Na}_{0.79-1.49}\text{Ca}_{0.51-1.21})_{2.00}(\text{Mg}_{2.09-4.74}\text{Fe}^{2+}_{0.00-2.15}\text{Fe}^{3+}_{0.00-0.52}\text{Mn}_{0.01-0.31}\text{Ti}_{0.01-0.22}\text{Li}_{0.00-0.19}\text{Al}_{0.00-0.19}\text{Zn}_{0.00-0.01}\text{V}_{0.00-0.01})_{5.00}[(\text{Si}_{7.53-8.00}\text{Al}_{0.00-0.47}\text{Ti}_{0.00-0.04})_{8.00}\text{O}_{22}](\text{OH},\text{F})_2$ – породообразующий минерал фойяитов внешней от Главного кольца части массива, а также разновидностей ийолит-мельтейгитов (г. Поачвумчорр) и титанито-нефелино-анортоклазовых роговиках вулканогенно-осадочных пород г. Юмъчорр.

Калиевый (фтор)-рихтерит $(\text{K}_{0.43-0.90}\text{Na}_{0.12-0.40})_{0.73-1.14}(\text{Na}_{1.01-1.41}\text{Ca}_{0.59-0.99}\text{Sr}_{0.00-0.04})_{2.00}(\text{Mg}_{2.73-3.63}\text{Fe}^{2+}_{0.92-1.72}\text{Fe}^{3+}_{0.00-0.67}\text{Mn}_{0.04-0.21}\text{Ti}_{0.02-0.28}\text{Li}_{0.00-0.17}\text{Al}_{0.00-0.08}\text{V}_{0.00-0.01})_{4.96-5.00}[(\text{Si}_{7.59-7.99}\text{Al}_{0.01-0.33}\text{Ti}_{0.00-0.10})_{8.00}\text{O}_{22}](\text{OH},\text{F})_2$ – типоморфный акцессорный минерал фойидолитов гг. Коашва, Ньоркпахк, Валепакх, Поачвумчорр, Кукисвумчорр и др. [1, 12, 13]. Хорошо образованные кристаллы калиевого фтор-рихтерита установлены в ряде эгирино-нефелино-полевошпатовых жил в ийолит-урритах гг. Юкспорр и Кукисвумчорр [7, 13]. Существование обогащенных фтором (до 1 атома на ф.е.) разновидностей минерала [7, 8, 12] позволяет предположить, что некоторые из изученных калиевых рихтеритов на самом деле представлены фтордоминантными аналогами.

Щелочные амфиболы

Арфведсонит $(\text{Na}_{0.46-1.00}\text{K}_{0.21-0.59})_{0.77-1.42}(\text{Na}_{1.53-1.98}\text{Ca}_{0.02-0.47})_{2.00}(\text{Fe}^{2+}_{1.84-3.37}\text{Mg}_{0.49-2.08}\text{Fe}^{3+}_{0.11-1.18}\text{Mn}_{0.14-0.44}\text{Ti}_{0.04-0.28}\text{Al}_{0.00-0.33}\text{Li}_{0.00-0.42}\text{Zr}_{0.00-0.04}\text{Zn}_{0.00-0.02}\text{V}_{0.00-0.01})_{5.00}[(\text{Si}_{7.51-8.00}\text{Al}_{0.00-0.49})_{8.00}\text{O}_{22}](\text{OH},\text{F})_2$ – один из наиболее поздних амфиболов фойяитов, рихчорритов, мельтейгит-уртитов, пегматито-гидротермальных жил и ороговикованных ксенолитов вулканогенно-осадочных пород.

Калиевый арфведсонит $(\text{K}_{0.45-0.91}\text{Na}_{0.32-0.56})_{0.79-1.23}(\text{Na}_{1.72-1.97}\text{Ca}_{0.03-0.28})_{2.00}(\text{Fe}^{2+}_{1.84-2.95}\text{Mg}_{1.11-1.48}\text{Fe}^{3+}_{0.25-1.09}\text{Mn}_{0.03-0.20}\text{Ti}_{0.15-0.28}\text{Li}_{0.00-0.36}\text{Al}_{0.00-0.07}\text{Zr}_{0.00-0.05}\text{Zn}_{0.00-0.02}\text{V}_{0.00-0.01})_{5.00}[(\text{Si}_{7.60-7.97}\text{Al}_{0.03-0.40})_{8.00}\text{O}_{22}](\text{OH},\text{F})_2$ – характерный поздний минерал рихчорритов, фойидолитов и гидротермальных жил.

Магнезио-арфведсонит $(\text{Na}_{0.45-0.94}\text{K}_{0.19-0.44})_{0.74-1.36}(\text{Na}_{1.53-1.92}\text{Ca}_{0.08-0.47})_{2.00}(\text{Mg}_{1.86-3.25}\text{Fe}^{2+}_{0.27-2.01}\text{Fe}^{3+}_{0.22-1.02}\text{Li}_{0.00-0.38}\text{Mn}_{0.14-0.36}\text{Al}_{0.00-0.21}\text{Ti}_{0.00-0.20}\text{V}_{0.00-0.01})_{5.00}[(\text{Si}_{7.51-7.99}\text{Al}_{0.01-0.49})_{8.00}\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F})_2$ – распространенный вторичный минерал фойяитов центральной части массива, изредка присутствующий в пегматито-гидротермальных жилах.

Калиевый магнезио-арфведсонит $(\text{K}_{0.80-0.99}\text{Na}_{0.04-0.31})_{0.85-1.27}(\text{Na}_{1.57-1.97}\text{Ca}_{0.03-0.43})_{2.00}(\text{Mg}_{1.76-2.53}\text{Fe}^{2+}_{1.19-2.00}\text{Fe}^{3+}_{0.43-1.10}\text{Mn}_{0.07-0.39}\text{Li}_{0.11-0.47}\text{Al}_{0.03-0.15}\text{Ti}_{0.03-0.10}\text{V}_{0.00-0.06})_{5.00}[(\text{Si}_{7.97-8.00}\text{Al}_{0.00-0.03})_{8.00}\text{O}_{22}](\text{OH},\text{F})_2$ – достаточно редкий минерал фойидолитов [3, 13] и гидротермальных жил в рихчорритах и фойидолитах [13].

Магнезиорибекит $(\text{Na}_{0.23}\text{K}_{0.01})_{0.24}(\text{Na}_{1.87}\text{Ca}_{0.13})_{2.00}(\text{Fe}^{2+}_{1.37}\text{Mg}_{1.73}\text{Fe}^{3+}_{1.44}\text{Mn}_{0.28}\text{Ti}_{0.13}\text{Al}_{0.06})_{5.00}[(\text{Si}_{7.87}\text{Al}_{0.13})_{8.00}\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F})_2$ – редкий акцессорный минерал фойяитов г. Юдычвумчорр.

Ферри-ферронийбит $(\text{Na}_{0.35-0.90}\text{K}_{0.22-0.37})_{0.57-1.26}(\text{Na}_{1.53-1.80}\text{Ca}_{0.20-0.47})_{2.00}(\text{Fe}^{2+}_{1.74-3.21}\text{Mg}_{0.92-1.53}\text{Fe}^{3+}_{0.33-1.26}\text{Mn}_{0.16-0.31}\text{Ti}_{0.10-0.31}\text{Al}_{0.00-0.15}\text{Zr}_{0.00-0.04}\text{Zn}_{0.00-0.01}\text{V}_{0.00-0.01})_{5.00}[(\text{Si}_{7.10-7.48}\text{Al}_{0.52-0.75}\text{Ti}_{0.00-0.16})_{8.00}\text{O}_{22}](\text{OH},\text{F})_2$ – акцессорный минерал фойяитов и фенилизированных роговиков внутренней относительно Главного кольца части Хибинского массива (гг. Кукисвумчорр, Юкспорр, Эвслогчорр и др.).

Ферри-нибейт $(\text{Na}_{0.49}\text{K}_{0.25-0.33})_{0.74-0.82}(\text{Na}_{1.73-1.81}\text{Ca}_{0.19-0.27})_{2.00}(\text{Mg}_{1.63-1.99}\text{Fe}^{2+}_{1.49-1.55}\text{Fe}^{3+}_{1.09-1.37}\text{Mn}_{0.23-0.24}\text{Ti}_{0.13-0.18}\text{Al}_{0.00-0.08}\text{Zr}_{0.00-0.01})_{5.00}[(\text{Si}_{7.34-7.43}\text{Al}_{0.56-0.66}\text{Ti}_{0.00-0.01})_{8.00}\text{O}_{22}](\text{OH},\text{F})_2$ – редкий минерал фойяитов центральной части массива.

Ферро-экерманнит $(\text{Na}_{0.81-1.08}\text{K}_{0.27-0.55})_{1.14-1.52}(\text{Na}_{1.52-1.83}\text{Ca}_{0.17-0.46}\text{Sr}_{0.00-0.02})_{2.00}(\text{Fe}^{2+}_{2.19-3.20}\text{Mg}_{1.24-2.17}\text{Fe}^{3+}_{0.00-0.08}\text{Mn}_{0.16-0.23}\text{Ti}_{0.14-0.25}\text{Al}_{0.08-0.28}\text{Li}_{0.00-0.24}\text{V}_{0.00-0.01})_{5.00}[(\text{Si}_{7.74-7.94}\text{Al}_{0.06-0.26})_{8.00}\text{O}_{22}](\text{O}_{0.00-0.20}\{\text{OH},\text{F}\}_{1.80-2.00})_2$ – распространенный породообразующий минерал фойяитов краевой части массива.

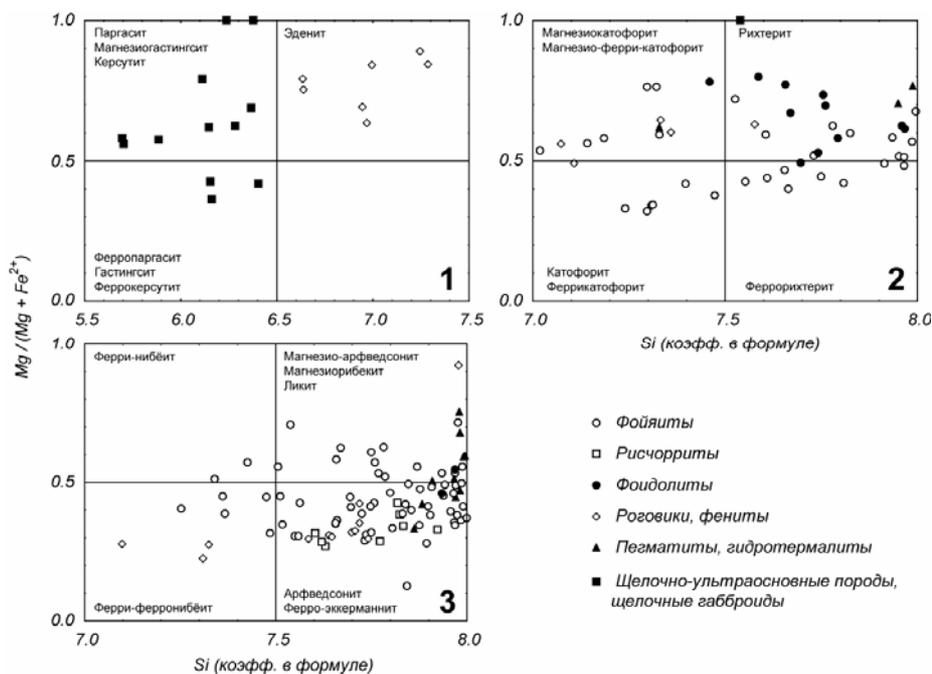


Рис. 2. Классификационные диаграммы для кальциевых (1), кальций-натриевых (2) и щелочных (3) амфиболов Хибинского массива.

На рис. 2 даны классификационные диаграммы для амфиболов Хибинского массива. На них точки амфиболов из рихсчорритов локализованы в поле арфведсонита, из фойидолитов – в поле рихтерита, из даек щелочно-ультраосновных пород и щелочных габброидов – в полях малокремнистых кальциевых амфиболов (паргасита–магнезиогастингсита–керсутита и ферропаргасита–гастингсита), из пегматито-гидротермальных жил – в полях рихтерита, магнезио-

арфведсонита и арфведсонита. Точки амфиболов из фойяитов более или менее равномерно рассеяны по всем полям натрий-кальциевых и щелочных амфиболов, а точки амфиболов из ороговикованных вулканогенно-осадочных пород ловозерской свиты и развивающихся по ним фенитов – и в поле эденита. Содержание калия в амфиболов растет с увеличением общей щелочности, так что основная часть амфиболов из фойидолитов, рихсчорритов и пегматито-гидротермальных жил представлена калиевыми разновидностями.

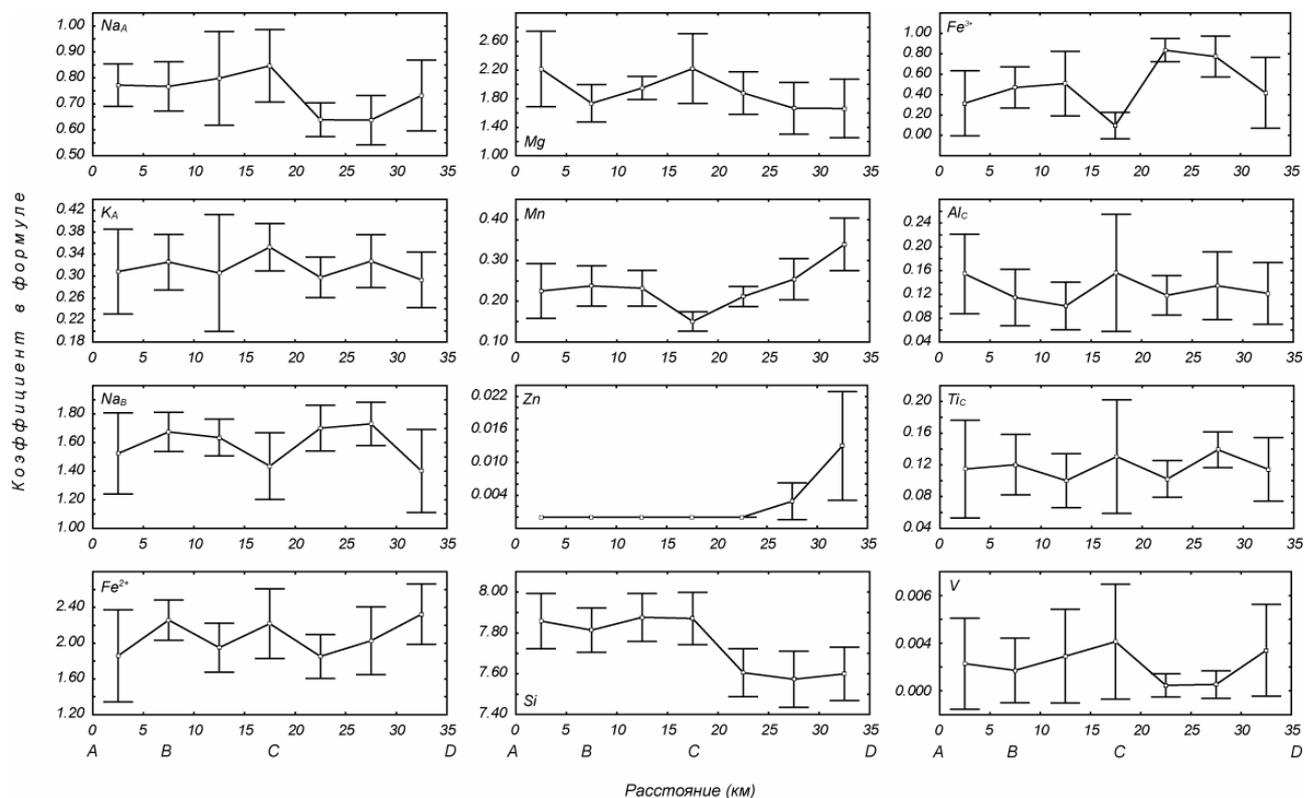


Рис. 3. Изменение состава амфиболов из фойяитов по профилю А-В-С-Д (рис. 1), показаны средние значения на 5-километровых интервалах плюс-минус 95 %-й доверительный интервал.

На рис. 3 даны графики изменения состава амфиболов из фойяитов, усредненного по 5-километровым отрезкам вдоль линии А-В-С-Д (рис. 1). В первую очередь обращает внимание симметричное относительно Главного кольца (точка С) изменение концентрации практически всех элементов, за исключением кремния, содержание которого уменьшается от периферии к центру массива, и цинка, появляющегося в амфиболов лишь

вблизи центра массива. Симметричная зональность Хибинского массива относительно Главного кольцевого разлома [9], видимо, обусловлена процессами глубокой дифференциации консолидированного тела нефелиновых сиенитов под влиянием внедрившихся по разлому фойдолитовых расплавов. Конечными продуктами этого процесса являются во многом сходные между собой высококальциевые нефелиновые сиениты (рисчорриты) и различные пегматито-гидротермальные жилы, локализованные на границе с фойдолитами Главного кольца.

Работы выполнены в рамках тем НИР 4-2004-4801 и 4-2004-3201 Геологического института КНЦ РАН и проекта 4-26/598 МПР РФ при финансовой поддержке ООО «Минералы Лапландии».

Список литературы

1. Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В. Эволюция фойдолитовых серий в щелочных массивах Кольской провинции: минералого-геохимические признаки // Петрология. 1993. № 5. С. 524-535.
2. Арзамасцев А.А., Каверина В.А., Полежаева Л.И. Дайковые породы Хибинского массива и его обрамления. Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР, 1988. 86 с.
3. Арзамасцев А.А., Смирнов В.В. Перспективы апатитоносности комплекса ультраосновных фойдолитов Хибин: геолого-минералогические критерии // Геология и минералогия месторождений апатита Кольского п-ова. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1987. С. 23-29.
4. Бонштедт Э., Борнеман-Старынкевич И., Влодавец Н. и др. Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1937. 563 с.
5. Боруцкий Б.Е. Породообразующие минералы высокощелочных комплексов. М.: Наука, 1988. 212 с.
6. Галахов А.В. Петрология Хибинского щелочного массива. Л.: Наука, 1975. 256 с.
7. Дудкин О.Б. Щелочной магнезиальный амфибол из Хибинских тундр // Матер. по минералогии Кольского п-ова. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1962. С. 107-110.
8. Иванова Н.А., Дудкин О.Б., Козырева Л.В. и др. Йолит-уртиты Хибинского массива. Л.: Наука, 1970. 179 с.
9. Коноплева Н.Г., Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А. и др. Минеральная зональность фойяитов Хибинского массива по профилю от ст. Хибины до г. Рыпнецк // Минералогия во всем пространстве сего слова. Тр. II Ферсмановской научной сессии Кольского отделения РМО. Апатиты: Изд-во К & М, 2005. С. 116-119.
10. Костылева-Лабунцова Е.Е., Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н. и др. Минералогия Хибинского массива. Т. 2. Минералы. М.: Наука, 1978. 585 с.
11. Куплетский Б.М. К петрографии Хибинских тундр. Породы Восточного Умптека // Тр. Минерал. музея АН СССР. Т. 1. 1926. С. 83-166.
12. Поляков К.И. Пироксены и амфиболы йолит-уртитов Хибинского массива // Матер. по минералогии Кольского п-ова. Вып. 7. Л.: Наука, 1969. С. 108-119.
13. Yakovenchuk V.N., Ivanyuk G.Yu., Pakhomovsky Ya.A. *et al.* Khibiny. Apatity: Laplandia Minerals, 2005. 467 p.

МИНЕРАЛОГИЯ ПОРОД ПРОДУКТИВНОГО КОМПЛЕКСА Г. КЕДЫКВЫРПАХК, ЛОВОЗЕРСКИЙ МАССИВ, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

Я.А. Пахомовский, Г.Ю. Иванюк, В.Н. Яковенчук. Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты

Лопаритовое месторождение Кедыквырпахк локализовано на северо-западе Ловозерского массива в толще пород расслоенного комплекса. Последний сложен ритмично чередующимися субгоризонтальными слоями нефелиновых сиенитов (луявритов, фойяитов, пойкилитовых содалито-нефелиновых сиенитов) и фойдолитов (мельтейгит-уртитов), а лопаритовая минерализация приурочена к контактовой зоне фойдолитов и нефелиновых сиенитов либо более или менее равномерно рассеяна в ийолит-уртитах. Разрабатываемая продуктивная зона пород мощностью около 1.2 м сложена тонким (10-20 см) слоем (полевошпатовых) малиньит-мельтейгитов, подстилающими его фойяитами и вышележащими урритами. В фойяитах лопарит отмечается в незначительном количестве, в приконтактных малиньит-мельтейгитах его содержание достигает 60 об. % и быстро падает в вышележащих урритах по мере удаления от контакта. В настоящей работе кратко отражены результаты минералогического изучения 21 вертикального разреза горных выработок. Пробы для изучения отбирались нами и геологами Ловозерского ГОКа сериями из 4-8 образцов по вертикали от фойяитов к рудному горизонту и далее к вышележащим урритам. Электронно-микроскопические изображения полированных шлифов, включая карты распределения элементов, получены с помощью сканирующего электронного микроскопа Leo-1450 с энергодисперсионной приставкой Röntek. Микронзондовый анализ минералов выполнен на микроанализаторе MS-46 Cameca с волнодисперсионными спектрометрами.

Исследования показали, что минеральный состав всех пород весьма разнообразен, и это резко отличает продуктивную зону от пород вышележащего комплекса эвдиалитовых луйвритов и безрудных участков расслоенного комплекса. По числу минералов в отдельном образце изученные породы соперничают со многими пегматито-гидротермальными жилами, а в целом значительно превосходят большинство из них (табл. 1). Только в составе урритов нами установлено 42 минерала, 3 из которых, включая порообразующий кальсилит – впервые для массива. Чаще всего кальсилит (табл. 2), содержание которого достигает 5 об. %, образует изометричные зерна и гексагональные кристаллы с закругленными ребрами (рис. 1а), реже – прерывистые каемки вокруг зерен нефелина и реакционные каймы на границе реликтового нефелина и замещающего его натролита (рис. 1б). Изредка в кальсилите встречаются округлые включения фторида калия, натрия и алюминия эльпасолита (Na 5.15, Al 12.86, Si 6.97, K 27.35, Fe 0.46, F 46.21 Σ 99.00 мас. %) (рис. 2). Заметную роль в составе урритов играют фосфорсодержащие минералы, прежде всего – фторапатит.

Таблица 1. Распределение минералов по породам продуктивной зоны.

	Урриты	Рудный горизонт (малиньиты)	Фойяиты
Породообразующие	нефелин- <u>кальсилит</u> , содалит- <u>нозеан</u> , натролит, альбит, эгирин, арфведсонит-магнезио-арфведсонит, ломоносовит, лопарит, фторапатит	натролит, нефелин, содалит, микроклин-ортоклаз, альбит, эгирин, лопарит-(Ce), арфведсонит- <u>магнезио-арфведсонит</u>	нефелин, содалит, натролит, микроклин-ортоклаз, альбит, эгирин, арфведсонит-магнезио-арфведсонит, лампрофиллит-баритолампрофиллит
Акцессорные	<u>аннит</u> , эвдиалит, пектолит-серандит, ринкит, лампрофиллит-баритолампрофиллит, лоренценит, фторкафит, накафит, витусит-(Ce), сфалерит, <u>эльпасолит</u> , пирохлор	стенструпин-(Ce), лоренценит, эвдиалит, ринкит, ловозерит, ломоносовит, мурманит, пектолит, рабдофан-(Ce), витусит-(Ce), бритолит-(Ce), фторапатит, накафит, фторкафит	лопарит-(Ce), стенструпин-(Ce), лоренценит, эвдиалит, ловозерит, <u>капустинит</u> , <u>казаковит</u> , <u>цирсианит</u> , <u>манган-нептунит</u> , ломоносовит, <u>борнеманит</u> , сфалерит, пектолит-серандит, фосинаит-(Ce), рабдофан-(Ce), витусит-(Ce), пирохлор
Редкие	титанит, паракелдышит, куплетскит, мурманит, <u>катаплетит</u> , «лабунцовит», ферронордит-(Ce), <u>пирофанит</u> , соболевит, <u>нагельмидтит</u> , стронциоапатит, беловит-(Ce), фосинаит-(Ce), рабдофан-(Ce), бритолит-(Ce)	<u>натисит</u> , соболевит, ферронордит-(Ce), «лабун-цовит», беловит-(Ce), фосинаит-(Ce), церит-(Ce), <u>азрелит</u> , <u>чкаловит</u> , <u>деллингит</u> , <u>джерфишерит</u> , <u>расвумит</u> , пирротин	соболевит, <u>вуннемит</u> , <u>тисиналит</u> , <u>виноградовит</u> , манганонордит-(Ce)-ферронордит-(Ce), <u>ридмерджерит</u> , <u>джерджачоит</u> , <u>барисольгит</u> , накафит

Примечание. Курсивом выделены впервые обнаруженные в Ловозерском массиве минералы. Подчеркнуты минералы, встреченные только в данной породе. «Лабунцовит» – точнее не определенные минералы группы лабунцовита.

Нефелиновые сиениты, среди которых преобладают фойяиты, не менее разнообразны по минеральному составу – здесь нами установлено 40 минеральных видов. Фосфатов здесь значительно меньше, чем в фойдолитах (по содержанию и числу минеральных видов), и практически весь фосфор концентрируется в слоистых силикатах группы ломоносовита, фосинаите-(Ce) и стенструпине-(Ce). Зато здесь заметно больше минералов циркония, в частности, из группы ловозерита (табл. 2). На изображениях полированных шлифов в обратно-рассеянных электронах (рис. 3) видно, что силикаты циркония, как и прочие акцессорные минералы, в частности, стенструпин-(Ce) и фосинаит-(Ce), заполняют интерстиции в агрегате порообразующих минералов.

Минеральный состав рудного горизонта, представленного малиньитами и мельтейгитами (включая полевошпатовые разновидности), как и следовало ожидать, является промежуточным между составами выше лежащих ийолит-уртитов и подстилающих нефелиновых сиенитов. Вместе с тем, здесь присутствуют и специфические для этого горизонта минералы: натсит, агреллит, чкаловит, леллингит, джерфишерит, расвумит. Главный темноцветный минерал рассматриваемых пород – лопарит-(Се) (табл. 4) – явно приурочен к выделениям апонезелинового (и апосодалитового) натролита (рис. 4) и образует сдвойникованные футляровидные кристаллы (до 3 мм в диаметре) с включениями натролита.

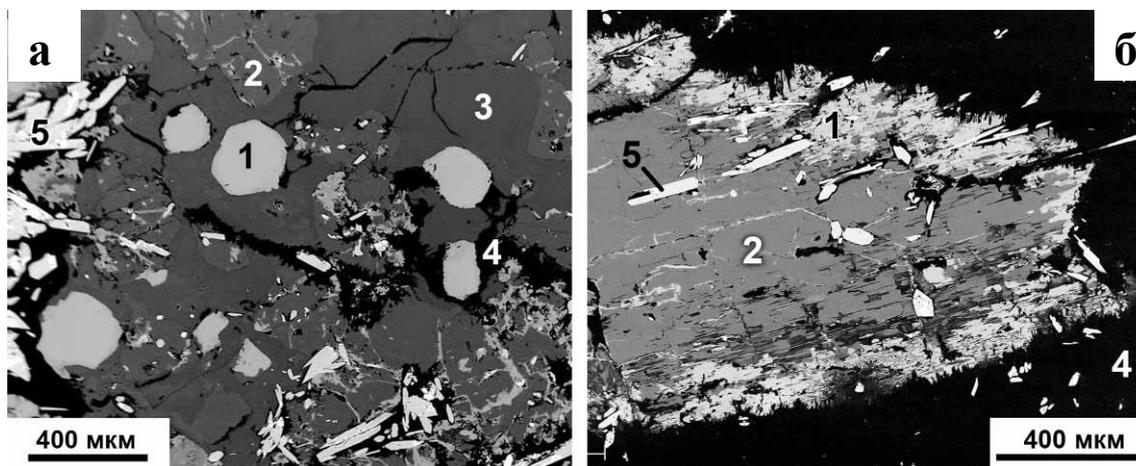


Рис. 1. Идиоморфные кристаллы (а) и реакционная каемка (б) кальсилита (1) на фронте замещения нефелина (2) натролитом (4) в ийолит-уртитгах г. Кедыквырпахк. 3 – содалит, 5 – эгирин.

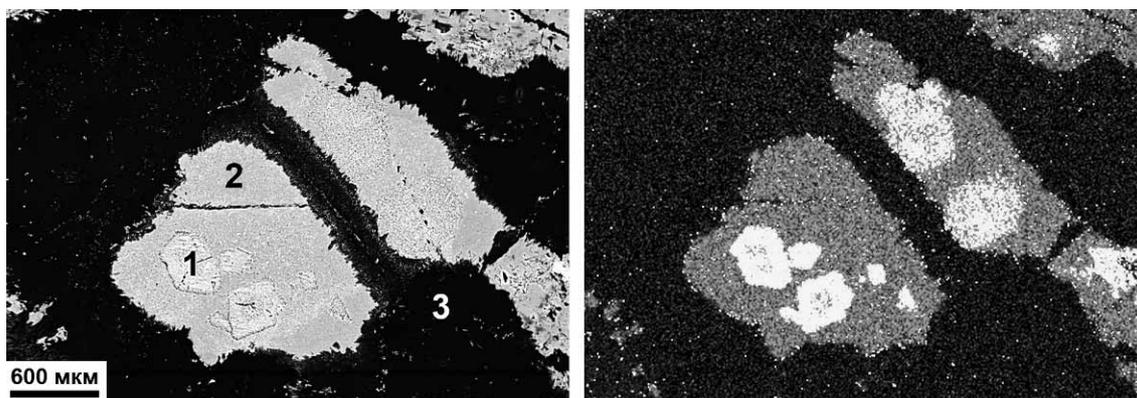


Рис. 2. Включения эльпасолита (1) в кальсилите (2) среди натролитизированного нефелина (3). Изображение участка полированной поверхности в обратно-рассеянных электронах (слева) и карта распределения (справа) суммарной интенсивности рентгеновского излучения калия и фтора того же участка (серое – кальсилит, белое – эльпасолит).

Все это позволяет заключить, что лопаритовое оруденение г. Кедыквырпахк связано с глубокой гидротермально-метасоматической переработкой фойдолитов вдоль контакта с нефелиновыми сиенитами, которая привела к интенсивной натролитизации пород, активному росту метакристаллов лопарита и формированию комплекса низкотемпературных минералов, сходного с таковым пегматитовых и гидротермальных жил. В результате в рассматриваемых породах присутствует необычно большое количество минеральных видов (более 60!), сопоставимое лишь с такими "рекордсменами" как уссингитовые жилы "Шкагулка", "Сиреневая", "Палитра" и натролитовая жила "Юбилейная" [1-3].

Следует также отметить, что однотипные породы из различных участков месторождения имеют четко проявленную специализацию в отношении ряда гидротермальных минералов. Это позволяет, в частности, оперативно управлять процессом добычи руды, исходя из наличия в лопаритовом концентрате тех или иных минеральных фаз.

Таблица 2. Результаты микрозондового анализа фосфатов месторождения Кедыквырпах (мас. %).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Na ₂ O	0.95	1.74	2.25	1.22	3.90	3.86	17.39	19.40	19.07	29.26	29.35	0.50	15.47	0.50
MgO	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.18	0.14	–	–	0.51
Al ₂ O ₃	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.19	0.23
SiO ₂	0.81	0.36	0.95	0.34	1.14	1.85	0.62	0.22	1.35	–	–	3.47	0.58	18.14
P ₂ O ₅	37.94	34.01	34.78	37.53	27.14	27.27	36.65	36.02	36.22	32.91	33.75	25.42	31.37	22.86
K ₂ O	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.54	0.15
CaO	43.22	19.67	28.93	37.61	2.12	1.52	0.31	4.40	2.71	25.50	26.64	3.04	1.39	32.63
TiO ₂	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1.14	0.47
MnO	–	–	–	–	0.53	–	–	–	–	2.21	1.27	0.41	0.45	3.19
FeO	–	0.11	–	–	–	–	0.13	–	–	–	–	0.32	0.11	7.46
SrO	9.78	38.00	18.84	15.70	40.52	38.56	2.60	4.24	4.31	0.52	0.55	3.82	16.06	1.23
BaO	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	27.20	–
La ₂ O ₃	1.69	0.71	4.28	2.20	9.08	5.71	8.87	10.47	10.97	–	–	18.45	–	0.23
Ce ₂ O ₃	3.16	4.07	7.06	3.49	12.74	14.12	20.67	17.94	19.29	–	–	33.28	–	0.30
Pr ₂ O ₃	0.37	0.68	0.70	0.23	0.64	1.67	2.26	1.43	1.75	–	–	2.18	–	–
Nd ₂ O ₃	1.22	1.51	1.60	1.40	1.84	3.94	5.29	3.78	4.08	–	–	5.55	–	–
Sm ₂ O ₃	0.28	–	0.27	0.27	–	0.36	–	0.41	–	–	–	–	–	–
ThO ₂	–	–	–	–	–	0.66	–	–	–	–	–	–	–	–
Total	99.42	100.85	99.66	99.99	99.65	99.52	94.79	98.32	99.75	90.57	91.71	96.44	94.50	87.90

Примечания: 1 – фторапатит, 2 – стронциоапатит, 3 и 4 – фторкафит, 5 и 6 – беловит-(Ce), 7–9 – вигусит-(Ce), 10 и 11 – на-кафит, 12 – рабдофан-(Ce), 13 – бариольгит, 14 – нагельшмидтит. 1, 2, 3, 5, 8 и 11 – уртиты; 4, 6, 7 и 12 – рудный горизонт (малиниты и мельтейгиты); 9 и 14 – фойяиты; 13 – лувярит. Прочерк – концентрация ниже предела обнаружения.

Таблица 3. Результаты микрозондового анализа силикатов месторождения Кедыквырпах (мас. %).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Na ₂ O	0.72	11.28	10.63	11.98	15.39	9.49	28.80	9.23	21.98	24.06	27.79	28.93	20.58	28.10	31.70
MgO	–	0.22	0.64	0.46	–	–	–	–	–	–	0.36	1.16	–	–	–
Al ₂ O ₃	29.91	0.13	0.13	0.12	0.29	0.24	–	0.14	–	0.20	0.07	–	0.48	0.11	–
SiO ₂	38.19	29.20	44.64	46.37	50.68	59.52	49.58	61.45	51.39	50.68	23.26	13.23	26.12	22.09	20.27
P ₂ O ₅	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	13.42	23.34	7.51	12.22	22.93
Cl	–	–	–	–	–	0.10	–	–	–	–	–	–	–	–	–
K ₂ O	27.39	0.73	0.16	0.08	0.19	–	0.06	–	–	–	–	–	0.44	0.04	–
CaO	–	0.13	0.30	0.26	6.47	0.38	0.37	0.30	0.51	0.30	1.24	11.21	0.34	0.22	6.74
TiO ₂	–	29.02	–	–	0.58	0.58	0.45	9.90	2.03	10.51	21.55	13.90	19.97	9.75	–
MnO	–	3.11	2.66	2.48	2.81	0.84	1.10	3.56	3.85	4.50	2.04	3.33	2.25	0.70	2.43
FeO	1.97	0.57	1.79	2.94	1.36	0.08	0.15	2.31	0.95	1.61	1.65	0.79	0.27	0.09	00
SrO	–	6.33	13.31	11.99	2.07	–	0.12	–	–	–	–	0.54	0.90	–	–
ZrO ₂	–	–	–	–	15.61	18.17	13.52	–	11.17	–	–	–	–	–	–
Nb ₂ O ₅	–	0.99	–	–	–	0.30	0.26	–	0.28	2.58	4.54	–	6.17	17.97	–
BaO	–	16.61	0.52	0.91	–	–	–	–	–	1.37	–	–	10.72	–	–
La ₂ O ₃	–	–	5.97	6.63	0.23	0.33	0.34	–	–	–	–	–	–	–	2.99
Ce ₂ O ₃	–	–	11.80	11.08	0.78	0.74	0.88	–	–	–	–	–	–	–	8.28
Pr ₂ O ₃	–	–	0.57	0.80	0.22	0.23	–	–	–	–	–	–	–	–	0.98
Nd ₂ O ₃	–	–	1.61	1.57	0.54	–	0.28	–	–	–	–	–	–	–	3.01
Sm ₂ O ₃	–	–	–	–	0.27	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
HfO ₂	–	–	–	–	0.28	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ta ₂ O ₅	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.33	–	–	–	–	–
Σ	98.18	98.32	94.73	97.67	97.77	91.00	95.91	86.89	92.16	96.14	95.92	96.43	95.75	91.29	99.33

Примечания: 1– кальсилит; 2 – баритолампрофиллит; 3 – манганонордит-(Ce); 4 – ферронордит-(Ce); 6 – литвинскит; 7 – цирсианит; 8 – тисаналит; 9 – капустинит; 10 – казаковит; 11 – ломоносовит; 12 – соболевит; 13 – борнеманит; 14 – вуон-немит; 15 – фосинаит-(Ce). 1 – уртит; 14 – рудный горизонт (малинит); остальное – фойяиты. Прочерк – концентрация ниже предела обнаружения.

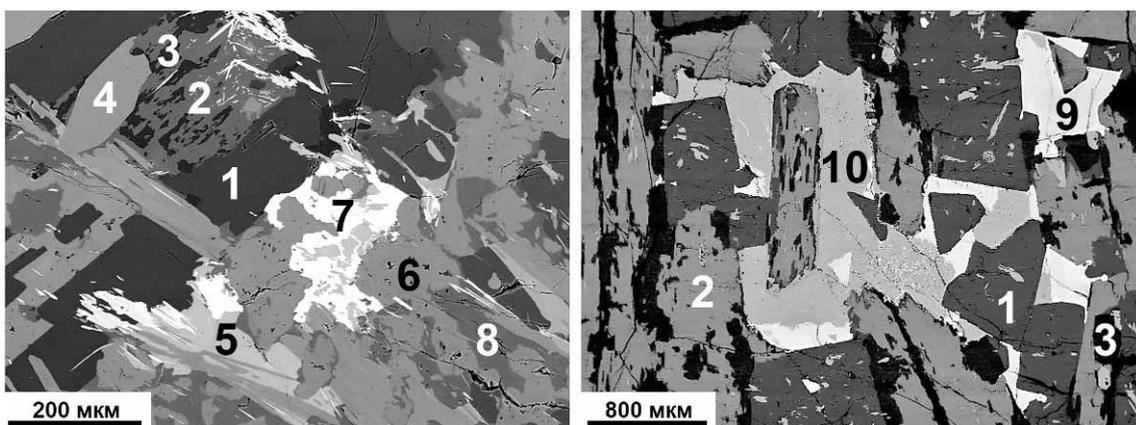


Рис. 3. Взаимоотношения нефелина (1), микроклина (2), альбита (3), эгирина (4), фосинаита-(Ce) (5), капустинита (6), стенструпина (7), казаковита (8), ловозерита (9) и цирсинита (10) в фойяитах г. Кедьквырпах.

Таблица 4. Микронзондовый анализ лопарита-(Ce) месторождения Кедьквырпах (мас. %)

	1	2	3
Na ₂ O	8.20	8.67	8.54
CaO	5.22	5.20	4.91
TiO ₂	40.03	39.91	40.83
FeO	0.26	0.43	0.36
SrO	3.72	3.75	4.07
Nb ₂ O ₅	8.67	7.86	6.94
La ₂ O ₃	8.41	8.58	7.85
Ce ₂ O ₃	17.07	18.41	19.02
Pr ₂ O ₃	1.28	0.93	1.47
Nd ₂ O ₃	3.95	3.82	3.89
Sm ₂ O ₃	0.42	0.46	0.70
Ta ₂ O ₅	0.63	0.76	0.64
ThO ₂	0.52	0.67	0.44
Σ	98.38	99.45	99.66

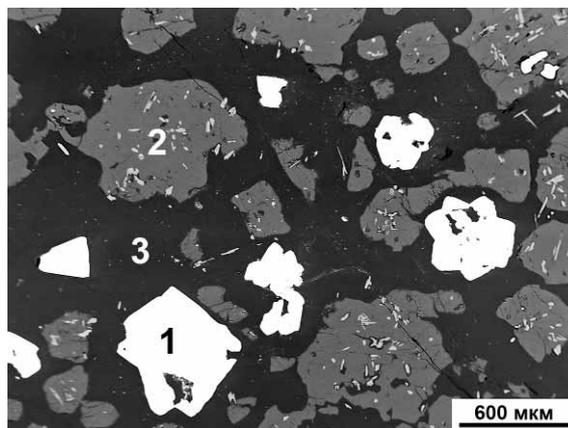


Рис. 4. Малиньит г. Кедьквырпах. 1 – лопарит, 2 – нефелин с включениями эгирина, 3 – натролит.

Примечание. 1 – фойяит, 2 – рудный горизонт (малиньит), 3 – уртит.

Работы проводились в рамках тем НИР 4-2004-4801 и 4-2004-3201 Геологического института КНЦ РАН и проекта 4-26/598 МПР РФ при финансовой поддержке ООО «Минералы Лапландии».

Список литературы

1. Пеков И.В. Ловозерский массив: история исследования, пегматиты, минералы. М.: Земля, 2001. 464 с.
2. Khomyakov A.P. Mineralogy of hyperagpaite alkaline rocks. Oxford: Clarendon Press, 1995. 223 p.
3. Iwanjuk G.Ju., Jakowenschuk V.N., Britwin S.N. *et al.* Das Lovozero-Massiv auf der russischen Kola-Halbinsel // Lapis. 1997. N 4. P 13-30.

УЛЬТРАЩЕЛОЧНЫЕ ЖИЛЬНЫЕ ГИДРОТЕРМАЛИТЫ В ПОРОДАХ РУДОНОСНОГО РАССЛОЕННОГО КОМПЛЕКСА ЛОВОЗЕРСКОГО МАССИВА, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ: МИНЕРАЛОГИЯ И МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ

И.В. Пеков. Московский госуниверситет им. М.В. Ломоносова, г. Москва

Специфические ультращелочные жилы, развитые в породах лопаритоносного расслоенного комплекса дуэвритов – уртитов / малиньитов – фойяитов в северной части Ловозерского массива (Кольский п-ов), обладают целым набором индивидуальных геологических, геохимических и минералогических черт. Их подавляющее большинство встречено в подземных выработках на гг. Карнасурт и Кедыкверпахк, известны подобные тела и на г. Аллуайв. Крупнейшим и наилучшим образом вскрытым на сегодняшний день является жильное поле г. Кедыкверпахк, которое объединяет более 30 таких тел. Первые сведения о минералах описываемых жил опубликованы в 1970-х гг И.В. Буссен, Е.М. Еськова, А.П. Хомяковым, Ю.П. Меньшиковым и рядом других исследователей. Позже А.П. Хомяков [3] кратко охарактеризовал данные образования как «тип № 3 проявлений ультраагпаитовых пород Ловозерского массива». Автор систематически изучает их минералогию почти 15 лет и по мере вскрытия новых жил горными выработками выполняет их подробную документацию. Развернутое описание семи тел на Кедыкверпахке и одного на Аллуайве приведено в работе [2], где эти образования названы «пегматитовыми жилами и прожилками ультращелочного состава». К сегодняшнему дню, опираясь на обильный новый материал и результаты детального минералого-геохимического анализа, автор пересмотрел свои взгляды на генезис этих жил, придя к выводу, что они принципиально отличаются по механизму формирования от «нормальных» ультраагпаитовых пегматитов, которые тоже встречаются на этих участках.

Рассматриваемые жилы выполняют несколько систем субвертикальных трещин, чаще всего СЗ или ССЗ простирания, и тянутся, иногда ветвясь и соединяясь, на многие сотни метров. Их мощность 1-15 см, в раздувах до 25 см, а протяженность в направлении падения не ясна. Жилы секут маломощный горизонт богатого лопаритом малиньита (рудный пласт П-4) и вышележащий фойяит или уртит. Не более чем в полуметре ниже малиньитового горизонта, а иногда и внутри него, они достаточно резко выклиниваются книзу. Главные жилообразующие минералы – уссингит и / или натролит. Различаются тела существенно уссингитовые (они всегда содержат и натролит), натролит-уссингитовые, уссингит-натролитовые и натролитовые без уссингита. В жилах всех типов может в подчиненных количествах присутствовать содалит; очень редко встречаются и мелкие существенно содалитовые жилки. В одном и том же теле могут неоднократно чередоваться уссингитовые и натролитовые участки. Контакты жил резкие, во вмещающих породах, особенно в фойяитах, вокруг этих тел практически всегда наблюдаются ореолы изменений (шириной до 10-20 см), выражающихся в развитии натролита, содалита, виллиомита, натисита и других минералов. Для самих жил характерны признаки кристаллизации в свободном пространстве трещин: рост минеральных индивидов от обоих зальбандов к центру (жилы симметрично-зональны), явления геометрического отбора в краевых частях тел, цепочки остаточных полостей в осевой зоне. Минералообразование в жилах происходило в несколько стадий, смена которых соответствует снижению температуры. Можно четко разделить минералы жил на ранние (продукты стадии I, табл.), которые кристаллизовались близкоодновременно с уссингитом и главной массой натролита, и поздние (продукты стадий IIa-b), формировавшиеся в полостях и трещинках уссингита и натролита или путем замещения ранних фаз. Уссингит начинал кристаллизоваться раньше натролита, но их основные массы в «смешанных» жилах выделялись одновременно. Минералы позднегидротермальной стадии IIb содержат слабосвязанную молекулярную воду, обычно в значительных количествах, и в целом беднее натрием, чем более ранние фазы.

Наш объект характеризуется богатой и своеобразной минералогией. При сохранении общих закономерностей в составе, пространственном распределении и последовательности образования минералов, почти каждая жила обладает своим «минералогическим лицом» – набором индивидуальных особенностей, в первую очередь в части акцессорной и поздней минерализации. Всего в описываемом жильном комплексе установлено почти 70 минеральных видов (табл.), из которых 10 впервые здесь и открыты. Все минералы жил, кроме встречающихся в незначительных количествах микроклина, тайниолита, уранпирохлора и халькогенидов, содержат в качестве видообразующего компонента натрий, подчас в очень большом количестве (> 15-20 мас. %). Наибольшим разнообразием отличаются водные алюмосиликаты Na, минералы ряда литофильных редких элементов (Li, Sr, LREE, Th, Nb) и «солевые» фазы, среди которых следует особенно отметить шесть чисто натриевых силикатов (табл.). В минералогическом отношении это сближает жилы с ядрами дифференцированных пегматитов Ловозера. В обоих случаях редкометалльные минералы сконцентрированы в основном в краевых зонах уссингитовых или натролитовых обособлений, а «солевые» – в центральных. Такое сходство и послужило причиной первоначального отнесения нашего объекта к пегматитовому генетическому типу.

Но различия между описываемыми жилами и «нормальными» ультраагпаитовыми пегматитами Ловозерского массива очень существенны. Перечислим наиболее важные из них: 1) пегматиты не приурочены к разрывным нарушениям и часто имеют форму линз, неправильных субизометричных тел или пластовых залежей небольшой протяженности, тогда как описываемые образования представлены только тонкими очень протяженными жилами, выполняющими трещины; 2) в отличие от пегматитов, в рассматриваемых жилах полностью отсутствуют нефелин, ранние генерации полевых шпатов (микроклин и альбит здесь поздние и находятся в ничтожных количествах лишь в полостях и трещинках уссингита) и амфиболов, очень мало эгирина; 3) данные жилы уникально для ультраагпаитов Ловозера бедны цирконием: лишь недавно в одной из них встречено мил-

лиметровое выделение капустинита, тогда как до этого на протяжении всей истории изучения в них не удавалось найти ни зерна (!) минералов Zr, в пегматитах же эвдиалит и / или другие Zr-силикаты есть всегда, их количество доходит до породообразующего; 4) гипернатриевая специфика жил, в т.ч. исключительно высокая ($n \cdot 103-104$) величина Na / K-отношения; 5) развитие вокруг жил ореолов метасоматического изменения окружающих пород, что не характерно для большинства пегматитов; 6) обилие в околожилных ореолах, а часто и в самих жилах натрисита – минерала, неизвестного в массиве в других обстановках, этот редкий Ti-силикат оказался типоморфным именно для данного жильного комплекса; 7) резко повышенная относительно пегматитов доля OH- и особенно H₂O-содержащих минералов. Из менее существенных отличий описываемых тел от “нормальных” пегматитов отметим: иной тип распределения виллиомита (в пегматитах он в основном концентрируется во внутренних частях ядер, здесь же главная масса виллиомита сосредоточена в околожилных ореолах, у зальбандов жил); пониженное содержание Ca и резко повышенную величину Sr / Ca-отношения (часто > 1); малое количество органических (битуминозных) веществ.

Наиболее адекватная из существующих генетических моделей представляет дифференцированный высокощелочной пегматит как продукт фракционной кристаллизации в замкнутой системе специфического флюидонасыщенного расплава (остаточного, или пегматитового, отделяющегося, вероятно, от более «сухого» и менее щелочного материнского расплава вследствие несмесимости на позднемагматическом этапе), переходящего при понижении температуры в водный раствор без критических явлений [1]. Таким образом, в процессе формирования пегматита выделяются два этапа: ранний собственно пегматитовый с преимущественной кристаллизацией из расплава и поздний – гидротермальный. Расположение и строение тел ловозерских дифференцированных пегматитов показывает, что: 1) они начали формироваться до заложения обсуждавшейся выше системы трещин; 2) образование уссингитовых (натролитовых) ядер с редкометалльной минерализацией является результатом эволюции геохимически закрытой пегматитово-гидротермальной системы при ее остывании.

В отличие от пегматитов, описываемые жилы представляются производными геохимически открытой системы – результатом реакционного взаимодействия ультранатриевого флюида (раствора) с окружающими породами. Появление этого флюида, вероятно, обусловлено стягиванием подвижных компонентов (в первую очередь H₂O, F и Na) из микропор окружающих виллиомитсодержащих пород в зону пониженного давления – полость трещины. Источник большинства компонентов, в т.ч. редких элементов, – участки пород, непосредственно прилегающие к трещинам. Процесс мобилизации, перегруппировки и концентрации вещества, приведший к возникновению здесь богатой редкометалльной и титановой минерализации, характеризуется локальностью: расстояния, на которые переносились эти компоненты, видимо, не превышают 15-20 см. Причина резкой обедненности нашего объекта калием, вероятно, заключается в устойчивости главного концентратора этого элемента в окружающих породах – Na,K-полевого шпата (он в околожилных ореолах не изменен) – по отношению к флюиду.

Различия в распределении большинства элементов, очевидно, связаны с их относительной подвижностью. Так, минералы титана в основном сосредоточены в зальбандах и в измененной околожилной породе (табл.). Особенно впечатляют ореолы натрисита, окружающие практически все жилы: содержание его в измененном фойяите на расстоянии 3-5 см от контакта с жилой достигает 50 об. % (!), а при движении к осевой зоне жилы быстро падает. Зальбанды жил Кедыкверпахк-12 и Кедыкверпахк-20 (нумерация автора) и примыкающий к ним измененный малиньит обогащены ломоносомитом и в меньшей степени вуоннемитом; последний в основном «сдвинут» по отношению к ломоносомиту в сторону осевой зоны жил и находится среди уссингита или натролита. В призальбандовых частях тел сосредоточены силикаты и фосфатосиликаты REE и Th (стенструпин – торостенструпин, нордиты, фосинаит, умбозерит), тогда как фосфаты REE и Sr (беловит, витусит) концентрируются ближе к осевой зоне. Минералы Li тоже распределены закономерно: тайниолит и члены ряда нептунита тяготеют к зальбандам, калиевый ликит – к промежуточной части жил, олимпит – к осевой.

Очень показательна и “фациальная” зональность жил: минеральные ассоциации в них четко приурочены к участкам пересечения пород, служивших источником тех или иных компонентов. Основные скопления REE-, Ti- и Nb-фосфатосиликатов (стенструпин, фосинаит, ломоносомит, вуоннемит), а также REE- и Sr-фосфатов (витусит, беловит) находятся в местах пересечения жилами малиньитов, обогащенных лопаритом и апатитом, т.е. REE, Ti, Nb, P и Sr. Роль Si в минералах жил возрастает, Al и P – падает при переходе от малиньита к фойяиту, содержащему заметно больше полевого шпата относительно нефелина и бедному апатитом. Это наиболее четко видно на примере натролит-уссингитовых тел Кедыкверпахк-4 и Кедыкверпахк-8 [2]: на пересечении малиньитового горизонта их главным минералом является натролит (Si:Al = 1.5), который при переходе жил в фойяит сменяется уссингитом (Si:Al = 3). Фосфаты REE (витусит, беловит) при этом уступают место силикофосфатам (фосинаит). У контакта жилы с малиньитом практически отсутствуют гнезда виллиомита, тогда как в участках пересечения фойяита с рассеянным виллиомитом они обычно находятся в большом количестве. Для тел «нормальных» ловозерских пегматитов, контактирующих с разными типами пород, явлений подобного рода, кроме вариаций в составе тонких реакционных оторочек непосредственно на контакте, не отмечается.

Обилие натролита, для которого установлены верхний предел устойчивости около 300 °С и резкая предпочтительность кристаллизации из водных растворов [4], говорит о гидротермальной природе описываемых жил. Верхняя температурная граница, соответствующая началу кристаллизации уссингита, возможно, лежит выше критической точки воды, но даже с учетом этого представляется в целом корректным относить описываемые жилы к “классическим” гидротермалитам, закономерно эволюционирующим на фоне снижения температуры. Стоит подчеркнуть, что в отличие от большинства пегматитов [2, 3], они являются ультращелочными

на всем протяжении процесса развития, включая позднюю стадию Пв, когда при температурах < 100-120 °С формируются наиболее высоководные минералы: натрофосфат, настрофит и фаза $\text{Na}_2\text{SiO}_2(\text{OH})_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$.

Рассматриваемые жилы представляют несомненный интерес при реконструкции эволюции агпаитовых комплексов и исследовании общегеохимических закономерностей. Так, на их примере видно, что подвижность высоковалентных переходных элементов в ультранатриевых гидротермальных системах возрастает в ряду $\text{Zr} \rightarrow \text{Ti} \rightarrow \text{Nb}$.

Таблица. Минералы ультращелочных жильных гидротермалитов, их относительная распространенность, пространственное распределение и последовательность формирования.

Минерал	Формула	Распр.	Стадии	Примечания
Алюмосиликаты, а также силикаты с Fe, Mn, Ca				
Уссингит	$\text{Na}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_8\text{OH}]$	++++ 1,2,4	I	
Натролит	$\text{Na}_2[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	++++ 1,2,4	I-IIa	несколько зарождений
Содалит	$\text{Na}_4[\text{AlSi}_3\text{O}_8]_3\text{Cl}$	+++ 1,2,4	I	“гакманит”
Анальцим	$\text{Na}[\text{AlSi}_2\text{O}_6] \cdot \text{H}_2\text{O}$	++ 1,2	I	
Канкрисилит*	$\text{Na}_7[\text{Al}_5\text{Si}_7\text{O}_{24}](\text{CO}_3) \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	++ 1,2	I(?)-IIa	
Гидроксиканкринит	$\text{Na}_8[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}](\text{OH})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	++ 1	IIa ?	Н.
Микроклин*	$\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	+ 1	IIa	в трещинах и полостях
Альбит*	$\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	+ 1	IIa	в трещинах и полостях
Гоннардит	$\text{Na}_2[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	+ 1	IIa	“тетранатролит”
Гоббинсит*	$(\text{Na}, \text{K})_5[\text{Al}_5\text{Si}_{11}\text{O}_{32}] \cdot 12\text{H}_2\text{O}$	+ 1	IIa	
Маунтинит**	$(\text{Na}, \text{Ca}, \text{K})_3\text{Si}_4\text{O}_{10} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	x 1	IIa ?	
Эгирин	$\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$	++ 2,3,4	I	
Серандит	$\text{NaHMn}_2\text{Si}_3\text{O}_9$	++ 2	I	
Пектолит*	$\text{NaH}(\text{Ca}, \text{Mn})_2\text{Si}_3\text{O}_9$	x 2	I	высокомарганцевый
Минералы с Ti и редкими элементами (Li, Be, Sr, Ba, REE, Th, U, Zr, Nb)				
Ольгит	$(\text{Sr}, \text{Ba})(\text{Na}, \text{Sr}, \text{REE})_2\text{Na}(\text{PO}_4)_2$	++ 2,3,4	I	
Настрофит	$\text{Na}(\text{Sr}, \text{Ba})\text{PO}_4 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$	+ 1	IIb	Н. (котип)
Беловит-(Ce)	$\text{Sr}_3\text{NaCe}(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{OH})$	+++ 2	I	
Витусит-(Ce)*	$\text{Na}_3\text{Ce}(\text{PO}_4)_2$	++ 2	I IIa	две генерации
Фосинаит-(Ce)	$\text{Na}_{13}\text{Ca}_2\text{Ce}[\text{Si}_4\text{O}_{12}](\text{PO}_4)_4$	+++ 2,3	I	Н.
Стенструпин-(Ce)	$\text{Na}_{14}\text{REE}_6(\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Ti})_4(\text{OH})_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]_2(\text{PO}_4)_7 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	+++ 2,3,4	I	
Торостенструпин*	$\text{Na}_{0,5}\text{Ca}_{1,3}(\text{Th}, \text{REE})_6(\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Ti})_{4,5}[\text{Si}_6\text{O}_{18}]_2[(\text{Si}, \text{P})\text{O}_4]_6(\text{OH}, \text{F}, \text{O})_{0,2} \cdot n\text{H}_2\text{O}$	+ 2,3	I	участки в зернах стенструпина-(Ce)
Умбозерит	$\text{Na}_3\text{Sr}_4\text{Th}(\text{Mn}, \text{Zn}, \text{Fe})\text{Si}_8\text{O}_{24}(\text{OH})$	+++ 2,3	I	Н.
Na, Th-силикаты*	$\text{Na}_{2,6}\text{Th}_{2,5,3}\text{Si}_8(\text{O}, \text{OH})_{24} \cdot n\text{H}_2\text{O}$	++ 2	I	
Нордит-(Ce)	$\text{Na}_3\text{SrCeZnSi}_6\text{O}_{17}$	+ 2,3	I	
Манганонордит-(Ce)*	$\text{Na}_3\text{SrCeMnSi}_6\text{O}_{17}$	++ 2,3	I	Н. (котип)
Ферронордит-(Ce)*	$\text{Na}_3\text{SrCeFeSi}_6\text{O}_{17}$	++ 2,3	I	Н. (котип)
Чкаловит	$\text{Na}_2[\text{BeSi}_2\text{O}_6]$	+ 2	I	
Ловдарит*	$\text{KNa}_3[\text{Be}_2\text{Si}_7\text{O}_{18}] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	x 2	IIa	
Тайниолит*	$\text{KLiMg}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}\text{F}_2$	+ 2,3	I	
Калиевый ликит*	$(\text{K}, \text{Na})\text{Na}_2\text{LiMg}_2\text{Fe}^{3+}_2\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$	+++ 2	I	
Натисит	$\text{Na}_2\text{TiSiO}_4\text{O}$	+++ 2,3,4	I	Н.
Нептунит*	$\text{KNa}_2\text{LiFe}_2\text{Ti}_2\text{Si}_8\text{O}_{24}$	+ 2	I	
Манганнептунит*	$\text{KNa}_2\text{LiMn}_2\text{Ti}_2\text{Si}_8\text{O}_{24}$	++ 2,3	I	
Капустинит*	$\text{Na}_{5,5}\text{Mn}_{0,25}\text{ZrSi}_6\text{O}_{16}(\text{OH})_2$	x 3	I	
Казаковит	$\text{Na}_6\text{MnTiSi}_6\text{O}_{18}$	+ 2	I	Н.
Тисиналит*	$\text{Na}_3\text{MnTiSi}_6\text{O}_{15}(\text{OH})_3$	+ 2	IIa-c	пс. по казаковиту
Лампрофиллит*	$(\text{Sr}, \text{Ba})_2(\text{Na}, \text{Fe})_3\text{Ti}_3(\text{Si}_2\text{O}_7)_2\text{O}_2(\text{OH})_2$	++ 2,3,4	I	
Баритолампрофиллит*	$(\text{Ba}, \text{Sr})_2(\text{Na}, \text{Mn})_3\text{Ti}_3(\text{Si}_2\text{O}_7)_2\text{O}_2(\text{OH})_2$	+ 4	I	
Ильмайokit**	$\text{Na}_2\text{TiSi}_3\text{O}_5(\text{OH})_{10} \cdot n\text{H}_2\text{O}$	x 1	IIb ?	
Ломоносовит*	$\text{Na}_2\text{Ti}_2\text{Si}_2\text{O}_9 \cdot \text{Na}_3\text{PO}_4$	++ 2,3,4	I	
Вуоннемит	$\text{Na}_5\text{TiNb}_2\text{Si}_4\text{O}_{17}\text{F} \cdot 2\text{Na}_3\text{PO}_4$	+++ 2,3,4	I	
Эпистолит*	$\text{Na}_4\text{TiNb}_2\text{Si}_{14}\text{O}_{16}(\text{OH}, \text{F})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	+ 2	IIb-c	пс. по вуоннемиу
Борнеманит*	$\text{Ba}(\text{Na}, \text{Ti})_4(\text{Ti}, \text{Nb})_2\text{Si}_4\text{O}_{16}\text{F}_2 \cdot \text{Na}_3\text{PO}_4$	+ 2,3,4	I ?	
Уранпирохлор*	$(\text{U}, \text{Ca}, \text{Na})_{2-x}\text{Nb}_2\text{O}_6(\text{OH}, \text{F}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$	x 2	IIb ?	продукт ионообмена?
«Солевые» минералы				
Виллиомит	NaF	+++1,2,3,4	I IIa-c	две(три?) генерации
Когаркоит	$\text{Na}_3\text{SO}_4\text{F}$	+ 1	IIa	
Олимпит	$\text{Na}_5\text{Li}(\text{PO}_4)_2$	+ 1	IIa	
Натрофосфат	$\text{Na}_7(\text{PO}_4)_2\text{F} \cdot 19\text{H}_2\text{O}$	+++ 1	IIb	
Дорфманит	$\text{Na}_2\text{HPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	++ 1	IIb-c	пс. по др. фосфатам
Сидоренкит*	$\text{Na}_3\text{Mn}(\text{PO}_4)(\text{CO}_3)$	x 1	IIa	

Натрит	Na_2CO_3	+	1	IIa	
Термонатрит	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$	++	1	IIa-с	
Натрон*	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	+	1	IIb-с	
Трона*	$\text{Na}_3(\text{CO}_3)(\text{HCO}_3) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	++	1	IIb-с	
Натросилил	$\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$	+++	1	IIa	
Ревдит	$\text{Na}_{16}\text{Si}_{16}\text{O}_{27}(\text{OH})_{26} \cdot 28\text{H}_2\text{O}$	++	1	IIb	Н.
Грумантил	$\text{NaHSi}_2\text{O}_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$	+	1	IIb	Н.
Макатит	$\text{Na}_2\text{Si}_4\text{O}_8(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	++	1	IIb	пс. по натросилиту
Канемит**	$\text{NaHSi}_2\text{O}_5 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	+	1	IIb-с	пс. по натросилиту
водный ортосиликат Na*	$\text{Na}_2\text{SiO}_2(\text{OH})_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	++	1	IIb	эндемик этих жил
Халькогениды					
Лёллингит*	$(\text{Fe}, \text{Co})\text{As}_2$	+	2	I	
Галенит*	PbS	+	2	I	
Сфалерит	ZnS	++	2,3,4	I	обычно клейофан
Троилит*	FeS	+	2	I	
Молибденит*	MoS_2	+	2	I	
Расвумит	KFe_2S_3	+	2	I	
Бартонит*	$\text{K}_6\text{Fe}_{20-24}\text{S}_{27}$	+	2	I	
Хлорбартонит*	$\text{K}_6\text{Fe}_{24}\text{S}_{26}(\text{Cl}, \text{S})$	x	2	I	

Примечания: В столбце **Минерал**: * – минерал впервые для данного типа гидротермалитов установлен автором или при его участии; ** – минерал указан в [3], а автором в этих жилах не наблюдался. В столбце **Распр.** показаны распространенность минерала (++++: жилообразующий; +++: распространенный, т.е. встреченный во многих жилах в количествах до целых % от объема их протяженных участков; ++: малораспространенный, т.е. встреченный во многих жилах, но в малых количествах, или же в одной – трех жилах в существенных количествах; +: редкий; x: единичные находки незначительных количеств) и его распределение: 1 – в осевой зоне жил, 2 – в промежуточных частях жил (между осевой зоной и зальбандами), 3 – по зальбандам, 4 – в околожилной измененной породе; для минералов, встреченных в разных зонах, полужирным шрифтом выделено, где именно сосредоточена их главная масса. В столбце **Стадии**: I – продукты ранних стадий (минералы, образовавшиеся близкоодновременно с уссингитом и главной массой натролита), II – продукты поздних стадий (IIa – минералы, нарастающие на уссингит в полостях; IIb – минералы, нарастающие на продукты стадии IIa или замещающие их; IIc – предположительно гипергенные минералы). В столбце **Примечания**: Н. – новые минералы, впервые описанные из этих жил (в т.ч. котип – одновременно из этих жил и из других объектов); пс. – псевдоморфозы.

Автор благодарен геологам ОАО «Ловозерский ГОК» Н.В. Павлову, М.Ю. Уткину, Н.В. Санниковой, Г.М. Уткиной, а особенно Л.И. Ксенофонтовой за активное содействие в проведении полевых работ, В.Г. Гришину за дополнительный каменный материал, Н.В. Чуканову, Л.А. Паутову, А.А. Агаханову и Н.Н. Кононковой за помощь в лабораторном исследовании минералов. Работа выполнена при поддержке гранта научной школы НШ-4818.2006.5.

Список литературы

1. Когарко Л.Н. Проблемы генезиса агпайтовых магм. М.: Наука, 1977. 294 с.
2. Пеков И.В. Ловозерский массив: история исследования, пегматиты, минералы. М.: Земля, 2001. 432 с.
3. Хомяков А.П. Минералогия ультраагпайтовых щелочных пород. М.: Наука, 1990. 196 с.
4. Breck D.W. Zeolites molecular sieves: structure, chemistry and use. New York, 1974. 771 p.

ГРАФИТ В МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЯХ МАССИВА ГРЕМЯХА-ВЫРМЕС

Н.В. Сорохтина¹, А.К. Шпаченко², В.Г. Сенин¹

¹ Институт геохимии и аналитической химии РАН, г. Москва

² Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты

Графит является обычным акцессорным минералом эндогенных пород – кимберлитов, чарнокитов, щелочных сиенитов и др., но в карбонатитах встречается редко [3, 4]. В “типичных” интрузивных карбонатитах минерал описан в качестве акцессория в Новопоплавском и Черниговском массивах [3, 5], а также в проявлении “Пограничное” [7].

В Новопоплавском массиве графит отмечен в жилах кальцитового состава с типичной для сецитов минеральной ассоциацией. Карбонатитовые жилы залегают среди фенитизированных архейских гнейсов, превращенных в нефелиновые сиениты. В карбонатитах отмечены высокожелезистый оливин, шпинель, фергусонит-Се, уранпироксид, флогопит. Выявлен один морфологический тип графита – пластинчатые гексагональные кристаллы и сростки [3]. В Черниговском массиве графит установлен в карбонатитах – севидах и бефорситах, а также ассоциирующихся с ними щелочных породах [5]. Карбонатиты представлены линейно-вытянутыми телами в щелочных породах. В них отмечены высокожелезистый оливин и фергусонит-Се. В сростаниях с графитом, представленным псевдосферолитами из комковатых агрегатов, кроме карбонатов отмечен магнетит [4]. По вариациям изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах, магнетитах и графите показано наличие их нескольких генераций с различными температурами образования [5].

Проявление “Пограничное” [7] не является типичным интрузивным карбонатитом. Жилообразное тело залегает среди хлоритизированных, амфиболитизированных и карбонатизированных габбро-долеритов и сопряжено с зоной тектонических нарушений. По минеральному составу карбонатиты относятся к доломитовым. Графит является акцессорным минералом карбонатитов ранних стадий, обогащенных магнетитом. В ассоциации с ним установлены монацит, пироксид, циркон, торит, титанит, молибденит, баритоцелестин и стронцианит. Особенность графитсодержащих карбонатитов – повышенное содержание REE и Sr в апатите, Sr в кальците и доломите. Графит представлен одиночными сферолитами радиально-лучистого строения и их сростаниями, на поверхность сферолитов концентрически нарастают чешуи графита. Иногда он имеет вид изометричных псевдооктаэдрических кристаллов. Минерал располагается в интерстициях или внутри зерен доломита, образует сростания с магнетитом и включения в нем. В сферолитах графита есть включения карбоната. По изотопному составу углерода, графит имеет эндогенную природу [7].

В массиве Гремяха-Вырмес графит установлен в 1957 г. Г.И. Кавардиным в зоне контакта нефелиновых сиенитов с габброидами в южной части массива. Концентрация графита “... наблюдается в гигантозернистых трахитоидных жилах, состоящих из полевого шпата (размер до 2-4 см), примеси биотита, эгирина и нефелина. Мощность жил колеблется от 5-10 см до полуметра, редко более. Скопления графита наблюдаются в висячих частях жил, где его содержание составляет 1-2, местами до 3-4 %. Он встречается в виде мелких разбросанных стально-серых чешуек или радиально-лучистых шарообразных агрегатов диаметров до 1-5 мм” [2]. Учитывая, что источник углерода во вмещающих породах в виде графитистых сланцев или углеродсодержащих пород отсутствует, Г.И. Кавардин предполагал, что графит имеет интрузивное происхождение и является пневматолитовым образованием [2].

Авторами графит обнаружен и в других породах комплекса Гремяха-Вырмес: габбро, перидотитах, альбититах и карбонатитоподобных породах. В габбро и перидотитах графит присутствует в виде фестончатых или перистых агрегатов диаметром до 0.2 мм в интерстициях основного плагиоклаза или микротрещинах, а также приурочен к участкам тектонизации и ослюденения, ассоциирует с кальцитом. В мелкозернистых альбититах он представлен несколькими морфотипами – мелкими сферолитами (10-50 мкм), сростками микрокристаллов с мозаичным погасанием и пластинчатыми кристаллами до 0.05 мм гексагонального габитуса с хорошо развитыми гранями (рис. 1). Минерал ассоциирует с альбитом, микроклином, цирконом, эгирин-диопсидом, биотитом, пироксидом, отмечен в сростаниях с кальцитом, альбитом, титанитом, биотитом и пироксидом (рис. 2). Вероятнее всего, в альбититах графит образует несколько генераций.

На участке Эгириновыи Наволок выделены породы, относимые к карбонатитам [8]. Они образуют жилы мощностью от 1-2 мм до нескольких сантиметров и шпирсы в тектонизированных эгирин-флогопитрихтеритовых породах (апогорнблендитовых метасоматитах). В эгирин-биотитовых альбититах в виде согласных с полосчатостью пород формируется другой тип карбонатных пород в виде жил с флюидальной и полосчатой текстурой, сложенных тонкозернистым кальцитом (50-60 %), биотитом (20-30 %), акцессорными апатитом, сульфидами, магнетитом, титанитом. Кроме того, в них отмечены мелкие овальные ксенолиты альбит-эгириновых и эгирин-биотитовых пород. О возможности существования карбонатитов в плутоне ранее высказывались А.Н. Виноградов и др. [1], В.Н. Саватенков и др. [8]. Последние, основываясь на результатах исследования Sm-Nd, Rb-Sr, U-Th-Pb-изотопных систем, предположили, что вещество карбонатных жил из разных пород массива представляет собой магматический карбонатит, что подтверждается типично карбонатитовым распределением редких земель, Zr, Sr, Be, Nb, U. Возраст карбонатных жил, полученный на основе изотопии Sr и распределения REE в кальците, совпадает с возрастом вмещающих их базит-гипербазитовых пород [8].

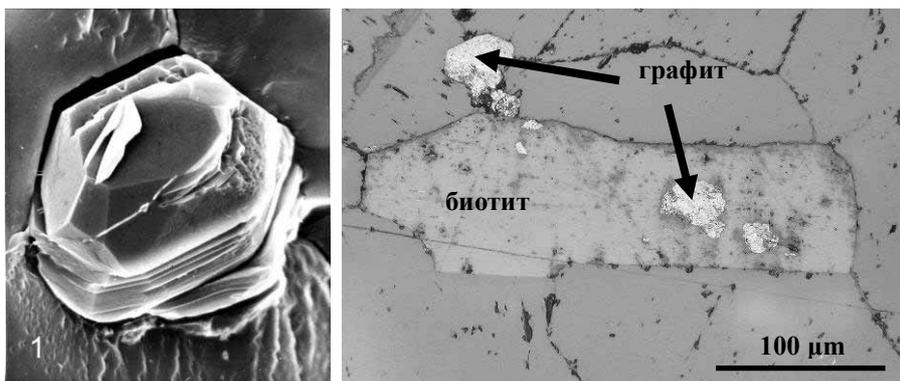


Рис. 1 (слева). Кристалл графита гексагонального габитуса в альбите.

Рис. 2 (справа). Гексагональные и радиально-лучистые кристаллы графита в альбите и биотите.

Минеральный состав карбонатитоподобных пород близок к севитам. Кальцит в виде рассеянной вкрапленности, шлиров и прожилков. Его содержание в породе от 15-20 об. % и выше, достигает 85-95 об. %. В состав пород входят также реликтовые альбит, эгирин, микроклин и цеолиты по нефелину. Минералы “карбонатитовой” ассоциации: апатит, эгирин, сульфиды, магнетит и биотит. В эгириновом пегматите отмечаются биминеральные кальцит-альбитовые выделения. Текстура минерального агрегата в карбонатитоподобных выделениях массивная. Графит в карбонатитоподобных породах обычно образует одиночные сферолиты (до 0.5 мм) в интерстициях кальцита, ассоциируя с апатитом, биотитом и эгирином. Крупные сферолиты часто содержат включения ксеноморфного кальцита (рис. 3, 4). В скрещенных николях радиально-лучистые агрегаты графита имеют секториальное погасание с фигурой сходящегося креста (рис. 5). Разновидностью радиально-лучистых агрегатов графита являются расщепленные, сложенные дендритовыми индивидами (рис. 6). Взаимоотношения минералов в щелочных и карбонатных породах позволяют предположить, что кальцит кристаллизовался после основной массы эгирина, альбита и биотита, вместе с ним – апатит и графит. Особенностью химического состава “карбонатитового” кальцита является обогащенность стронцием что типично [5, 7] (Табл.).

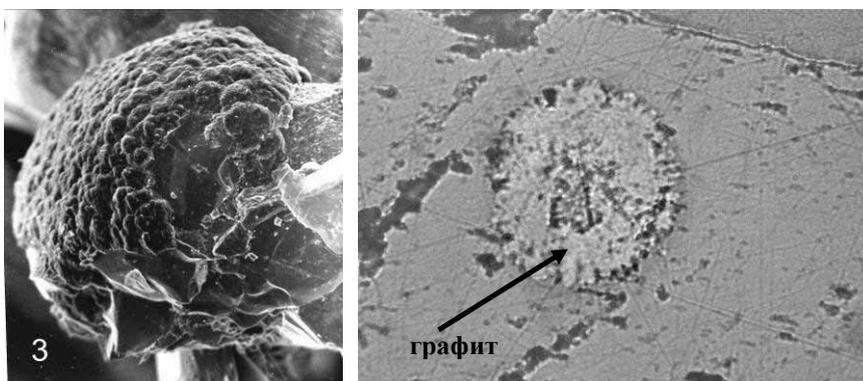


Рис. 3 (слева). Радиально-лучистый агрегат графита в кальците.

Рис. 4 (справа). Радиально-лучистый агрегат графита в кальците с включением кальцита в центральной части.

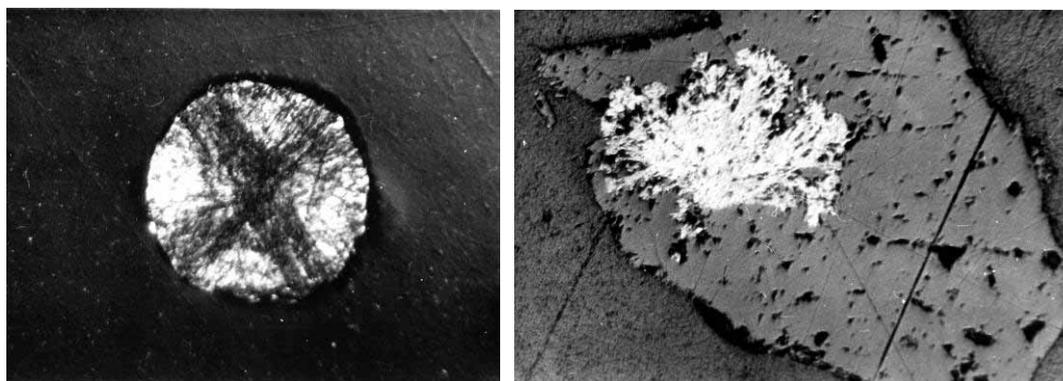


Рис. 5 (слева). Радиально-лучистый агрегат графита с (отраженный свет, поляризаторы скрещены).

Рис. 6 (справа). Расщепленный радиально-лучистый агрегат графита в кальците.

Случаи образования карбонатитоподобных пород, сопровождающих щелочно-силикатные метасоматиты – альбититы и фениты – известны для Енисейского кряжа и Урала [9]. Эти необычные породы обладают типоморфными признаками классических карбонатитов – обогащены Sr, Ba, Nb, Ree, Mn, имеют выдержанный карбонатитовый минеральный состав и резкие контакты с вмещающими породами. Обычно карбонатитоподобные породы приурочены к зонам, подвергшимся тектоническому воздействию [9]. Вероятно, “карбонатитовые” жилы в щелочных породах массива Гремяха-Вырмес имеют сходный генезис.

Таблица. Химический состав кальцита из минеральной ассоциации с графитом, мас. %.

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
образец	84/29.7	99-38	99-38	99-38	102/3	102/3	102/3	102/3	22/20-4	22/20-6
Na ₂ O	0	0	0.01	0.01	0.03	0.03	0.05	0.03	0	0.04
MgO	0.45	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	50.07	52.1	53.37	51.86	53.03	54.21	53.2	52.33	53.86	53.31
MnO	0.84	0.74	0.72	0.74	0.39	0.4	0.39	0.39	0.65	0.84
FeO	3.32	0.18	0.14	0.1	0.23	0.21	0.33	0.45	0.09	0.13
SrO	0.46	3.06	2.5	2.77	2.66	2.31	2.54	2.38	0.82	5.74
BaO	0	0.11	0.09	0.12	0.03	0.07	0.03	0.06	0.01	0.13
CO ₂	42.53	42.78	43.51	42.43	43.17	43.95	43.3	42.65	43.07	44.96
сумма	97.67	98.97	100.3	98.03	99.54	101.2	99.8	98.29	98.50	105.15
порода	карбонатизированное габбро	карбонатизированный эгириновый альбитит			карбонатит по альбитизированному эгириновому пегматиту			карбонатит по микроклин-альбитовой породе		

Примечания: Расчет CO₂ выполнен на 1 ф.е. (CO₃)²⁻, 5 – участок зерна около графита, 6 – ксеноморфное включение в графите, 7 и 8 – округлые включения в эгирин-диопсиде.

Развитие графита и других самородных аксессуарных минералов является индикатором резко восстановительных условий [6]. Образование графита в породах различного генезиса обычно объясняют воздействием магматических расплавов на вмещающие карбонатсодержащие или углеродсодержащие породы. Реже описывается непосредственная кристаллизация графита из магмы. Известен ряд реакций, по которым графита образуется из интрателлурических флюидов – источников свободного углерода, преимущественно водородно-метанового и метанового составов. Н.С. Никольский [6] предполагает, что первичные эндогенные флюиды, формирующиеся в пределах верхней мантии, являются потенциально графито- или алмазонасными. При снижении давления или повышении окислительно-восстановительного потенциала с небольшими колебаниями температур углерод остается во флюидной фазе в связанном состоянии. Если процесс сопровождается резким снижением температуры и давления и небольшим повышением окислительного потенциала, то графит может кристаллизоваться по реакции диссоциации: $2CO = C + CO_2$ и за счет разложения метана: $CH_4 = 2H_2 + C$. С другой стороны, при взаимодействии флюидной фазы с расплавом окислительный потенциал в отделяющемся от магмы флюиде резко возрастает и появление графита или алмаза возможно при такой высокой восстановленности первичного эндогенного флюида.

С.Г. Кривдиком и др. [5] для магматических карбонатитов с высоким содержанием магнетита показана кристаллизация графита в результате термической диссоциации сидеритового компонента в карбонатитовом расплаве: $6 FeCO_3 = 2 Fe_3O_4 + 5 CO_2 + C$. Эта реакция является конечным продуктом двух реакций – диссоциации сидеритового компонента: $3 FeCO_3 = Fe_3O_4 + 2 CO_2 + CO$ и разложения оксида углерода: $2 CO = CO_2 + C$, также не исключено образование графита из газовой фазы по реакции $CH_4 + CO_2 = 2 C + 2 H_2O$. Т.Г. Шумилова приводит возможные реакции образования самородного углерода при соответствующих условиях и наличии катализаторов: $2 CO \rightarrow C + CO_2$; $CO + H_2 \rightarrow C + H_2O$; $CH_4 + CO_2 \rightarrow 2 C + 2 H_2O$; $CH_2 \rightarrow C + H_2O$; $CH_4 \rightarrow C + 2H_2$ - подчеркивает возможность образования алмазов в широком интервале давлений (от 0.0 000 001 до 1 000 000 бар) и температур (от 20 до 4000 °С) и высказывает предположение: “В проявлениях свободного углерода в объектах, связанных с ассимиляцией щелочной магмой (вероятно, и с другими расплавами), образование алмазной фазы весьма вероятно” [10].

Таким образом, в определенных минеральных ассоциациях пород полиформационного массива Гремяха-Вырмес (особенно в щелочных породах и карбонатитах) установлены различные морфологические типы выделений графита, что может представлять научный и практический интерес. Учитывая все возможные гипотезы образования свободного углерода в щелочных и щелочно-карбонатных системах, в отношении щелочного массива Гремяха-Вырмес можно предположить, что графит образовался в ходе окислительно-восстановительных реакций во флюидной фазе, сопровождающей образование щелочных и карбонатных пород. Эта точка зрения подтверждается отсутствием во вмещающих массив породах (гранулитах и гнейсах) карбонат- или углеродсодержащих метаморфизованных пород.

Список литературы

1. Виноградов А.Н., Батиева И.Д., Бельков И.В. и др. Петрохимические типы и последовательность образования интрузивных серий в полиформационном массиве Гремяха-Вырмес на Кольском п-ове // Петрология и минералогия щелочных, щелочно-ультраосновных и карбонатитовых комплексов Карело-Кольского региона. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1985. С. 3-13.
2. Кавардин Г.И. Титановое оруденение плутона Гремяха-Вырмес. Научный отчет теме “Закономерности размещения полезных ископаемых на территории Мурманской обл., связанных с основными и ультраосновными породами”. Кировск: КФ АН СССР, 1960. Научный архив КНЦ РАН.
3. Капустин Ю.Л. О находке графита в типичных карбонатитах // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252. № 4. С. 956-959.
4. Квасница В.М., Яценко В.Г., Загнитко В.М. Різновиди сферолітів графіту із родовищ І рудопроявів України // Мінерал. журнал. 1998. Т. 20. № 2. С. 34-39.
5. Кривдик С.Г., Загнитко В.Н., Луговая И.П. Изотопный состав минералов в карбонатитах Черниговского массива (Приазовье) как индикатор условий их кристаллизации // Минерал. журнал. 1997. Т. 19. № 6. С. 28-42.
6. Никольский Н.С. Условия кристаллизации некоторых восстановленных минеральных фаз и их петрогенетическая информативность // Вулканология и сейсмология. 1984. № 1. С. 45-58.
7. Рипп Г.С., Бадмацыренов М.В., Дорошкевич А.Г. Минеральный состав и геохимические особенности карбонатитов проявления “Пограничное” (Сев. Прибайкалье) // Плюмы и проблема глубинных источников щелочного магматизма. Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 2003. С. 88-108.
8. Саватенков В.М., Пушкарев Ю.Д., Сергеев А.В. и др. Карбонатиты Гремяхи-Вырмес как индикатор новой рудной специализации массива (Россия) // Геология руд. месторожд. 1999. Т. 41. № 5. С. 449-454.
9. Собаченко В.Н., Гундобин А.Г. Формационный тип приразломных щелочных карбонатно-силикатных метасоматитов и связанных с ними карбонатитов // Геол. и геофиз. 1993. Т. 34. № 5. С. 113-120.
10. Шумилова Т.Г. Минералогия самородного углерода. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2003. 316 с.

МИНЕРАЛЫ ЦИРКОНИЯ В ЩЕЛОЧНЫХ УЛЬТРАМАФИТАХ ХИБИН

А.К. Шпаченко¹, А.Р. Шахмурадян²

¹ Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты; ² Университет Манитобы, Виннипег, Канада

Минеральные формы циркония в породах Хибинского массива разнообразны и включают большое количество цирконосиликатов и оксидов [1, 2, 5]. Большая их часть генетически связана с нефелиновыми сиенитами и различными фациальными пегматитами, реже – с гидротермальными жилами. Относительно слабо распространены в Хибинах минералы серии циркелита-цирконолита и кальцитрит. Ранее в Хибинском массиве описан минерал “типа циркелита” [1, 2]. В первом случае не была охарактеризована порода и минеральная ассоциация (вероятно, фенитизированный ксенолит роговиков), во втором – минеральная ассоциация. В [5] приведены материалы по цирконолиту из фенитизированных роговиков ксенолитов в фойяитах гт. Юмъечорр, Пик Марченко, Каскаснюнчорр и Эвслогчорр. Кальцитрит ранее установлен в скарнированных ксенолитах мелилитовых пород среди лявочорритов северного сектора Хибин в виде ксеноморфных выделений в сростании с магнетитом и минералом из группы ловенита-ниокалита, условно названным “Zr-куспидино” [3]. Авторами установлено широкое распространение цирконолита, кальцитрита и других минералов циркония – гиортдалита и гидрокатаплекта (?) в щелочно-ультрамафитовых породах Хибин. Образцы были отобраны из следующих мест: обр. № 411 и 597 – жильный перидотит из зоны экзоконтакта в северо-восточном секторе массива; № 409 – интенсивно измененный пироксенит из ксенолитов в нефелиновом сиените в северо-восточном секторе массива; № 1752 – такситовый нефелиновый пироксенит из надрудных ийолитов в районе месторождения Олений Ручей; № 1010 – перекристаллизованный ийолит (?) из Путеличоррской зоны ксенолитов.

Образец № 411. Порфириновый перидотит (оливиновый пироксенит) сложен крупными фенокристаллами оливина с нормальной зональностью (Fe_{76-80}), заключенными в матрицу тонкозернистого низко-(Ti,Al) диопсида, флогопита, низко-(Sr,REE) фторapatита и более тонкозернистых минералов. Последние представлены преимущественно Cr-содержащим титановым магнетитом (до 1.9 мас. % Cr_2O_3 , 16.5 мас. % TiO_2), магнезиальным ильменитом (~16 мол. % $MgTiO_3$), пирротинном, халькопиритом, пентландитом, перовскитом и цирконолито. Последние два минерала сравнительно редки. Ядра некоторых фенокристаллов оливина содержат небольшие включения Ti-Cr-Mg магнетита, которые явно отличаются от магнетита основной массы (1.2-1.4 мас. % MgO , 5.8-6.2 мас. % Cr_2O_3 , 9.7-10.0 мас. % TiO_2) и могут представлять собой до-оливиновые микрофенокристаллы или ксенокристаллы. Включения магнетита в краевых частях оливинов сходны по составу с магнетитом основной массы. Цирконолит встречается в виде небольших (< 40 мкм) интерстициальных кристаллов, обычно ассоциирующихся с магнетитом (рис. 1 А). Некоторые кристаллы нерегулярно-зональные с локальным увеличением REE. Некоторые обособленные кристаллы представлены REE-обогащенным цирконолитом. Содержание ThO_2 и Nb_2O_5 низкое (0-0.7 и 1.9-3.9 мас. % в оксидах) и не обнаруживает корреляции с REE. Отношение Zr/Hf близко к хондритовому, но увеличивается до 96 в REE-обогащенных разновидностях (обр. 597).

Образец № 409. Микропорфиновый клинопироксенит, сложенный микрофенокристаллами магнетита с однородными ядрами и пойкилитовыми краями. Магнетит находится в основной массе умеренно-Sr, низко-(Al,Ti) диопсида, флогопита, K-содержащего рихтерита, (1.1-1.3 мас. % K_2O), стронциевого фторapatита (4.0-4.6 мас. % SrO) и тонкозернистой массы. Фенокристаллы магнетита содержат включения диопсида в краевых частях зерен, не обнаруживают зональности и представляют собой Cr-содержащий титановый магнетит (1.1-1.5 мас. % Cr_2O_3 , 10.1-10.5 мас. % TiO_2). Трудноразличимые фазы включают магнетит, сходный с магнетитом фенокристаллов, магнезиально-марганцевый ильменит (8-9 мол. % $MnTiO_3$, 13-15 мол. % $MgTiO_3$), перовскит (с обогащенными Na-REE-Nb краями), пирротин, пентландит, халькопирит, и кальцитрит-1. Кальцитрит установлен в мелких интерстициальных зернах до 20 мкм в поперечнике в ассоциации с ильменитом, фторapatитом, перовскитом и пирротинном (рис. 1 Б). Для минерала характерно низкое содержание Nb_2O_5 (0.2-0.9 мас. %) и хондритовое отношение Zr/Hf (~ 39).

Образец № 597. Порода сходна с образцом № 411, но содержит псевдоморфозы вторичных минералов по оливину (Fe_{86-88}) находящемуся в основной массе породы, состоящей из (в порядке уменьшения): флогопита, диопсида, трудноразличимых пылеватых минералов и апатита. Пылеватая фракция представлена тонкими сростками Cr-содержащего низко-Ti магнетита (0.3-1.8 мас. % Cr_2O_3 , 0.6-0.9 мас. % TiO_2) и Mn-содержащего магнезиального ильменита (~5 мол. % $MnTiO_3$, 12-27 мол. % $MgTiO_3$). Магнезиальный ильменит также встречается в виде симплектитовых сростаний с эшинитом-Sr, окружающем кристаллы зонального перовскита с $CaTiO_3$ ядрами и обогащенными Na-REE-Nb краями. Цирконолит встречается в основной массе в виде интерстициальных зерен до 60 мкм в поперечнике и в виде тонких вростков в оливине и магнетите. Весьма редко наблюдается резорбция и обрастание циркона цирконолитом. Некоторые кристаллы цирконолита обладают прерывистыми тонкими каймами, обогащенными REE (до 19.5 мас. % REE_2O_3) и Nb (до 6.9 мас. % Nb_2O_5). Большинство обогащенных REE кайм по составу колеблется между $CaZrTi_2O_7$ и $REEZr(Fe_{1.5}Nb_{0.5})O_7$. Примечательно, что отношение Zr/Hf в кристаллах цирконолита обратно коррелирует с содержанием REE, т.е. их ядра обладают близких к хондритовому отношением Zr/Hf, в то время как каймы относительно обеднены Zr (Zr/H < 30). Содержание ThO_2 изменяется от 0.5 до 4.4 мас. % и не обнаруживает корреляции с Nb и REE.

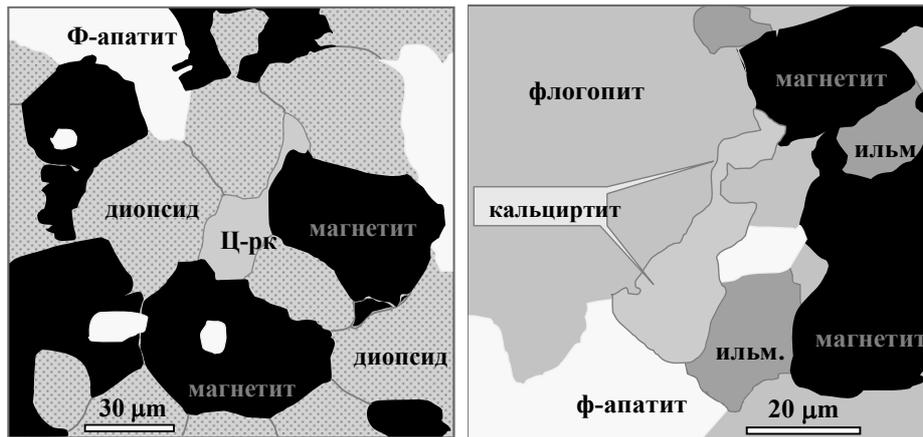


Рис. 1. Интерстиционные выделения: А (слева) – цирконолита (Ц-рк) в рудном пироксените (Обр. 411) и Б (справа) – кальцитрита в слюдяном оливином пироксените (обр. 409), ф-апатит – фторапатит, ильм. – ильменит.

Образец № 1752. Представляет собой контакт между ийолитом и ультрамафитовой породой того же типа, что в обр. 411 и 597. Ультрамафический парагенезис состоит из фенокристаллов оливина ($Fe_{0.83-0.85}$), погруженных в матрицу, образованную флогопитом, К-рихтеритом (2.7-2.8 мас. % K_2O) и пылеватыми минералами. Оливин окружен симплектитовыми коронами магнетита и К-рихтерита с небольшим количеством флюорита. Магнетит умеренно обогащен Сг и Тi (1.5-2.2 и 7.2-7.5 мас. % оксидов). Ультрамафическая порода вблизи контакта обогащена эгирин-авгитом, содалитом и флюоритом. Ийолит содержит (в порядке уменьшения): эгирин-авгит, нефелин, магнезиоарфведсонит, магнетит и стронциевый фторапатит (до 5.5 мас. % SrO). Текстура породы изменяется от пойкилитовой вблизи контакта до гипидиоморфной равномернозернистой на удалении. Петрографические признаки указывают на то, что ультрамафитовая порода захвачена ийолитовым расплавом и метасоматизирована на контакте.

Цирконолит и кальцитрит установлены в тонких сростаниях с обогащенным Na-REE-Nb перовскитом. Перовскит, вероятно, кристаллизовался раньше, чем оксиды Zr, тогда как временные взаимоотношения между последними неясны. На контакте со щелочными минералами (но не перовскитом) цирконолит и кальцитрит резорбированы, замещены гиортдалитом и гидрокатаплетитом (?) (рис. 2 А). Цирконолит неправильно зональный, “тяжелые” (более светлые) зоны содержат повышенное содержание Th, REE и Nb (до 7.0, 4.9 и 8.2 мас. % оксидов) (рис. 2 Б), Zr/Hf отношение высокое (> 52). Кальцитрит умеренно обогащен Nb_2O_5 (1.2-2.4 мас. %) и обеднен Hf ($Zr/Hf > 41$). Состав гиортдалита (табл. 1) может быть упрощенно представлен в виде $(Na_{1.5}Ca_{4.5})Zr(Zr, Ti, Mg, Nb, Fe)(Si_2O_7)_2(O, F)_4$, что близко к генерализованной не стехиометричной формуле [4].

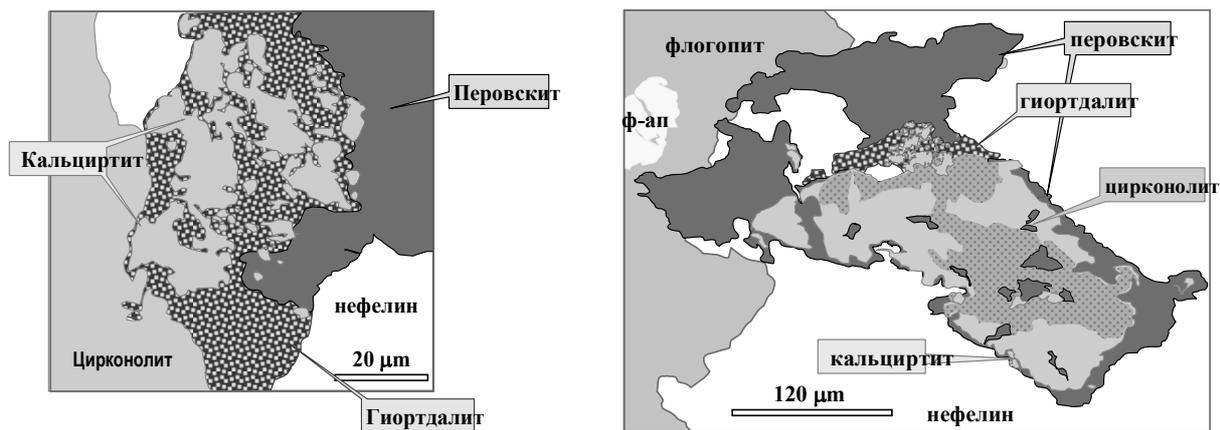


Рис. 2. Замещение цирконолита и кальцитрита гиортдалитом (А, слева). Взаимоотношения между перовскитом, кальцитритом, гиортдалитом и цирконолитом в ксенолите перидотита (обр. 1752). Цирконолит неправильно зональный, “тяжелые” (более светлые) зоны содержат повышенное содержание Th, REE и Nb (Б, справа), ф-ап. – фторапатит.

Образец № 1010. Представляет собой полосчатую породу со слоистостью, образованной неравномерным распределением нефелина, клинопироксена и других минералов. Обогащенные клинопироксеном слои содержат низкотитанистый магнетит, перовскит, в подчиненном количестве марганцовистый ильменит (10-30 мол. % $MnTiO_3$) и титанистый андрадит (9.2-10.9 мас. % TiO_2), в то время как нефелиновые участки содержат

значительное количество стронциевого фторapatита (1.8-4.3 мас. % SrO), флогопита и пойкилитового титанита, полностью замещенного мелкозернистым перовскитом. Клинопироксен обнаруживает зональность от низко-(Na,Ti), через умеренно алюминивый диопсид до низко-Al эгирин-авгита в краевой части. Перовскит зонален от обедненных Na и REE составов в центре зерен до Na-REE перовскита в каймах переменной толщины. Кальцитрит содержится в клинопироксеновых и нефелиновых участках образца, где в основном образует мелкие включения в других минералах размером 10-30 мкм. Его включения в нефелине и флогопите окружены реакционной каймой гиортдалита и гидрокатапелита (?), включения в перовските и фторapatите лишены таких кайм. По составу кальцитрит сходен с таковым из обр. 1752, т.е. содержит 0.7-2.4 мас. % Nb₂O₅ и хондритовые (или более высокие) отношения Zr/Hf (37-57). Гиортдалит сходен с таковым в обр. 1752.

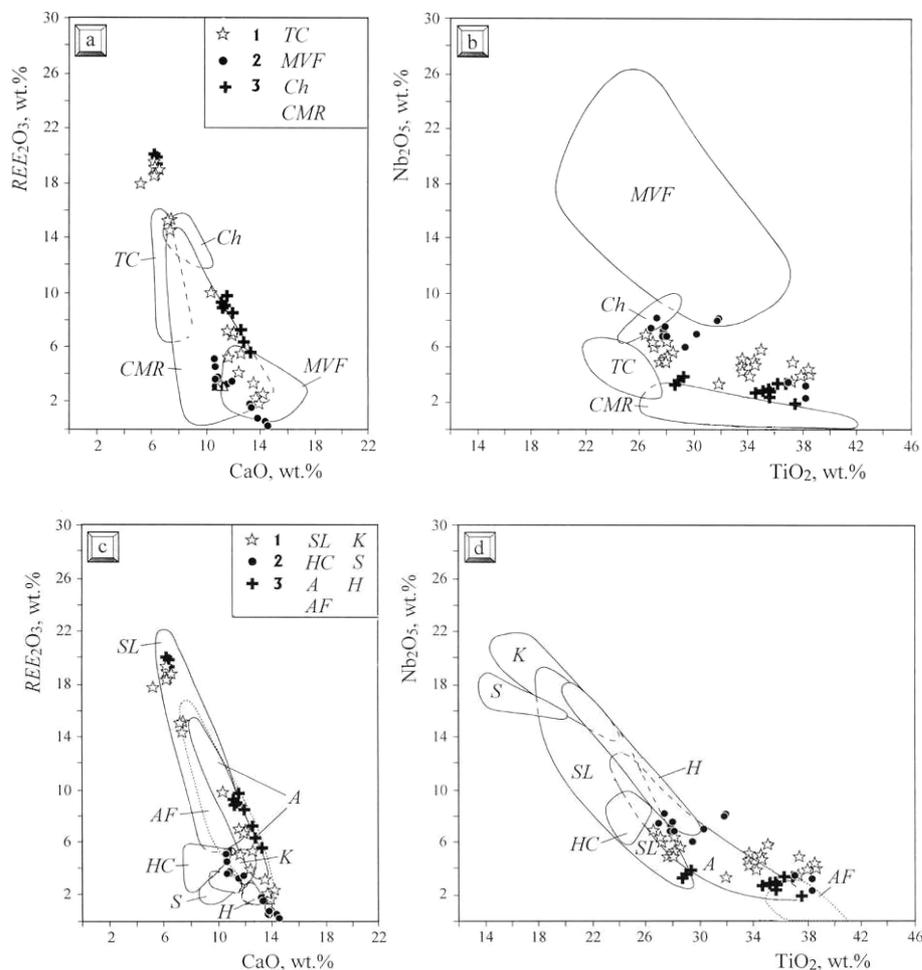


Рис. 3. Химический состав Хибинского цирконолита в сравнении с щелочно-силикатными и контактово-метаморфическими породами (a-b) и в сравнении с карбонатитами (c-d). TC - Тре Крочи (Италия); Ch - Чилва (Малави); MVF - вулк. поле Мельбурн (Антарктика); CMR различные контактово- метаморфизованные породы; K - Ковдор (Кольск.); S - Сокли (Финл.); H - Хегау (Герм.); SL - Шрайберт Лайк (Канада); HC - Ховард Крик (Канада); А - Араша (Бразилия); AF - Африканда (Кольск.); 1.- обр. 597; 2.- обр. 1752; 3.- обр. 411.

Наличие оксидов Ca-Zr-Ti в щелочно-ультрамафитовых породах Хибин является их важной минералогической особенностью с генетических позиций. В ультрамафитах (обр. 409, 411 и 597), без сомнения, Ca-Zr-Ti оксиды являются поздними минералами, приуроченными к интерстициям, в т.ч. между прочими рудными фазами. В других случаях они окружают Fe-Ti оксиды. Следовательно, цирконолит с кальцитритом осаждались из обогащенной некогерентными элементами (в особенности, Zr, Nb, Th и REE) интеркумуляционной жидкости или образовались в результате реакции первичной (ликвидусной) минеральной ассоциации с флюидами, производными от щелочных силикатных расплавов, которые переносили ксенолиты. За исключением обогащенного редкоземельного цирконолита из обр. 411, Ca-Zr-Ti оксиды из ультрамафитов обнаруживают низкое (хондритовое или субхондритовое) Zr/Hf отношение и относительно высокое содержание Nb, что согласуется с примитивным Zr/Hf (~37) и относительно пониженным Zr/Nb отношением хибинских нефелиновых сиенитов. Ассоциация Ca-Zr-Ti оксидов с неравномерно зональным Na-REE-Nb перовскитом также согласуется с этой интерпретацией. Цирконолит и кальцитрит из нефелинсодержащих пород (обр. 1010 и 1752) четко отличаются по химическому составу от аналогов из ультрамафитов, т.к. они заметно обеднены Hf и в большинстве случаев обогащены Nb (рис. 3, табл. 2).

Таблица 1. Состав гиортдалита из щелочно-ультрамафитовых пород Хибин (мас. %).

Na ₂ O	K ₂ O	CaO	MnO	MgO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	ZrO ₂	HfO ₂	Nb ₂ O ₅	SiO ₂	Σ
6.15	0.02	35.16	0.30	0.16	0.05	0.67	1.06	20.91	0.65	1.43	30.90	97.46
5.96	0.11	35.54	0.40	0.74	Н.о.	0.64	2.96	15.25	0.19	1.59	31.42	94.80
5.73	-	37.72	0.80	-	-	0.38*	0.55	16.01	0.29	0	32.65	

Примечания: ан. (1) и (2) из реакционных кайм вокруг цирконолита и кальциррита, ан. (3) “Zr-куспидин” (Хомяков и др., 1990); в сумму ан. 3 входит 0.51 % SrO.

Таблица 2. Состав цирконолита и кальциррита из щелочно-ультрамафитовых пород Хибин (мас. %).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
MgO	0.11	0.25	0.14	0.34	0.03	0.11	0.23	0.48	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.03	0.05
CaO	13.68	6.25	10.31	7.43	13.19	12.75	6.31	10.66	14.46	12.17	11.43	11.76	11.41
MnO	Н.о.	0.05	0.02	0.08	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Y ₂ O ₃	Н.о.	0.09	0.48	0.49	Н.о.	Н.о.	1.70	Н.о.	Н.о.	-	-	-	-
La ₂ O ₃	Н.о.	1.94	0.83	0.68	1.22	0.92	3.11	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.02
Ce ₂ O ₃	1.30	8.89	4.12	5.71	2.63	3.15	8.69	2.43	0.25	0.10	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Pr ₂ O ₃	Н.о.	1.22	0.35	1.17	0.50	0.34	0.50	Н.о.	Н.о.	-	-	-	-
Nd ₂ O ₃	0.56	5.97	3.29	5.57	1.25	1.01	5.85	1.23	Н.о.	-	-	-	-
Sm ₂ O ₃	0.18	0.61	0.48	0.79	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Gd ₂ O ₃	0.16	0.30	0.27	0.72	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ThO ₂	0.84	1.61	2.75	4.40	0.13	0.56	Н.о.	7.03	0.74	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	4.16	8.43	6.14	7.62	4.71	5.11	8.19	7.93	4.01	0.48	0.58	0.77	0.54
TiO ₂	37.92	28.42	33.65	27.94	37.42	36.83	28.81	26.85	38.22	19.44	16.40	16.31	16.10
Nb ₂ O ₅	3.87	5.63	4.20	4.89	1.91	3.33	3.52	7.39	2.31	0.93	2.44	0.71	2.38
ZrO ₂	36.27	30.02	32.50	31.06	36.08	36.20	30.63	34.71	39.45	65.37	68.08	69.21	68.59
HfO ₂	0.97	1.12	1.31	1.04	0.81	0.85	0.28	0.30	0.29	1.48	0.87	1.37	1.14
Σ	100.02	100.8	100.84	99.93	100.06	101.30	97.82	99.01	99.73	99.97	99.80	100.16	100.23
REE / ΣА, %	5	48	23	37	13	12	51	9	<1	-	-	-	-
Zr/Hf	33	23	22	26	39	37	96	101	119	39	68	44	53

Примечания: Анализы выполнены на сканирующем электронном микроскопе Jeol, оснащенный аналитической насадкой для легких элементов Link (качество анализов проверялось в Музее естественной истории, Лондон, методом волновой дисперсии на стандартном образце цирконолита). Ан. 1 и 2 из ядра и краевой части зонального кристалла цирконолита; 3 и 4 – цирконолит в сростании с магнетитом. Ан. 5-7 из отдельных кристаллов цирконолита; 8 и 9 из высоко-AZ и низко-AZ зон сложно-зональных кристаллов цирконолита. Ан. 10-13 из отдельных кристаллов кальциррита.

Таким образом, установлено широкое распространение цирконолита, кальциррита и гиортдалита в щелочно-ультрамафитовых породах Хибин. Их взаимоотношения с другими породообразующими минералами противоречивы, допускают возможность первичного происхождения и образования в ходе фенитизации ксенолитов ультрамафитов в фойдолитах и нефелиновых сиенитах.

Список литературы

1. Костылева-Лабунцова Е.Е., Борущкий Б.Е., Соколова М.Н. и др. Минералогия Хибинского массива. Т. 2. Минералы. М.: Наука, 1978. 586 с.
2. Шлюкова З.В. Минералогия контактовых образований Хибинского массива. М.: Наука, 1986. 96 с.
3. Хомяков А.И., Шпаченко А.К., Полежаева Л.И. Мелилитовая и редкоземельно-фосфорная минерализация г. Намуайв (Хибин) // Щелочной магматизм северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР, 1990. С. 106-119.
4. Merlino S., Perchiazzi N. The crystal structure of hiortdahlite I. *Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitteil.* 1985. V 34. P 297-310.
5. Yakovenchuk V., Ivanyuk G., Pakhomovsky Ya. *et al.* Khibiny. Apatity: Laplandia Minerals, 2005. 468 p.

РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В РАЗРЕЗЕ ВУЛКАНИТОВ МАЯРВИНСКОЙ, ПИРТТИЯРВИНСКОЙ И ОРШОАЙВИНСКОЙ СВИТ СГ-3 И ПРИПОВЕРХНОСТНОЙ ЗОНЕ

Ю.Н. Яковлев¹, П.К. Скуфьин², Д.М. Губерман¹
¹ ННЦ "Кольская сверхглубокая", ² Геологический институт КНЦ РАН

Печенгская структура как часть раннепротерозойского Полмак-Печенгско-Варзугского зеленокаменного пояса является его наиболее изученным фрагментом благодаря уникальным Cu-Ni месторождениям и проходке Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3), по-прежнему самой глубокой в мире (12262 м) [1, 2]. Разрез северопеченгского комплекса представлен четырьмя надгоризонтами – сариолием (телевинская осадочная и маярвинская вулканогенная свиты), нижним ятулием (кувернеринйокская осадочная, пирттиярвинская и оршоайвинская вулканогенные свиты), верхним ятулием (лучломпольская осадочная свита) и людиковием (заполяринская вулканогенная, ждановская туфогенно-осадочная, а также матертская и суппваарская вулканогенные свиты). СГ-3 вскрыла два структурно-вещественных комплекса: нижнепротерозойский (0-6842.0 м) и верхнеархейский, являющийся фундаментом Печенгской структуры (6842.0-12262.0 м). Северопеченгский комплекс в разрезе СГ-3 представлен всеми своими осадочными и вулканогенными свитами, за исключением самой верхней суппваарской. Верхняя часть маярвинской и практически целиком пирттиярвинская и оршоайвинская свиты вскрыты также структурными скважинами IX и X, которые расположены по восстанию свит и горизонтов СГ-3. Скважины IX (глубина 1300 м) и X (1100 м) расположены в 8.5 и в 9.5 км к ССЗ от СГ-3. Они позволяют сопоставить породы СГ-3 с приповерхностными гомологами. По проекту МПГК-408 ЮНЕСКО предполагалось изучить породы и минералы раннепротерозойской части разреза СГ-3 и их гомологов. Для этого выбраны вулканы маярвинской, пирттиярвинской и оршоайвинской вулканогенных свит, обладающие пестрым составом. В качестве минералов-индикаторов использованы рудогенные сульфиды и оксиды.

Таблица 1. Рудные минералы в вулканитах маярвинской, пирттиярвинской и оршоайвинской свит из разрезов СГ-3 и скв. IX и X.

№№ п.п.	Минералы	Маярвинская свита		Пирттиярвинская свита		Оршоайвинская свита	
		СГ-3	Скв. X	СГ-3	Скв. IX	СГ-3	Скв. IX
Сульфиды и их аналоги							
1	Халькопирит	+	+	+	+	+	+
2	Пирит	+	+	+	+	+	+
3	Пирротин	+					+
4	Троилит		+				
5	Канзит (?)		+				
6	Сфалерит	+	+	+	+	+	+
7	Борнит	+	+	+	+	+	+
8	Халькозин	+		+		+	
9	Ковеллин	+				+	
10	Зигенит	+	+(?)			+(?)	
11	Миллерит	+					
12	Кобальтин		+			+(?)	
13	Галенит	+				+(?)	+
14	Молибденит					+	
15	Марказит (?)	+	+				
16	Неопределенный (белый)	+		+			+
17	Неопределенный (голубой)	+					+
Оксиды							
18	Магнетит	+	+	+	+	+	+
19	Гематит	+		+	+	+	
20	Ильменит	+	+	+	+	+	+
21	Рутил	+		+		+	
22	Лейкоксен		+			+	

Предварительная характеристика рудной минерализации дана в [3, 4]. Вулканитам маярвинской свиты свойственна сульфидная специализация при незначительном содержании оксидов, породам пирттиярвинской – наоборот (табл. 1). Наиболее разнообразна рудная (главным образом, сульфидная) минерализация в вулканитах маярвинской свиты, наименьшим числом минеральных видов обладают вулканы пирттиярвинской свиты, породы оршоайвинской свиты занимают промежуточное положение. При этом породы СГ-3 имеют более разнообразную рудную минерализацию, чем их приповерхностные гомологи в скв. IX и X. Только в вулканитах маярвинской свиты установлены моносульфиды железа и своеобразная Cu-Ni-Co ассоциация халькопирит-пирит-зигенит ± миллерит. Существенные отличия глубинных и приповерхностных пород установлены в концентрациях рудных минералов: халькопирита, пирита, борнита, магнетита, гематита и ильменита (табл. 2). В маярвинской свите содержание сульфидов (особенно халькопирита и пирита) существенно выше в СГ-3. Поведение оксидов

аналогично: ильменита в приповерхностной зоне значительно меньше, гематит не обнаружен, но постоянно присутствует лейкоксен (до 3-5 %). Поведение сульфидов в вулканитах пирттиярвинской и оршоайвинской обратное – их в приповерхностной зоне больше. Исключение – пирит, который здесь редок. Концентрация магнетита в глубинных и приповерхностных породах одинакова, ильменита и гематита на глубине больше. Характерен и состав минералов. В халькопирите, пирите и борните маярвинской свиты СГ-3 повышенные содержания ЭПГ и Se, в пирите – Ni и Co. Примеси Ti в гематите и Mn в ильмените характерны для пород пирттиярвинской и оршоайвинской свит СГ-3, V в магнетите типичен для всех пород, но в глубинных образцах магнетит и ильменит замещаются гематитом и рутилом, в приповерхностной зоне (скв. IX) это не типично.

Таблица 2. Содержание (об. %) наиболее распространенных сульфидов и оксидов в вулканитах маярвинской, оршоайвинской и пирттиярвинской свит из разрезов СГ-3 и структурных скважин IX и X.

№№ п.п.	Минералы	Маярвинская свита		Пирттиярвинская свита		Оршоайвинская свита	
		СГ-3	Скв. X	СГ-3	Скв. IX	СГ-3	Скв. IX
1	Халькопирит	$\frac{e.z.-15}{0.5-2.0}$	$\frac{0-1}{0-e.z.}$	$\frac{0-0.3}{0}$	$\frac{0-0.3}{e.z.}$	$\frac{0-3}{e.z.-0.5}$	$\frac{e.z.-5}{e.z.-1}$
2	Пирит	$\frac{0-10}{0-1}$	$\frac{0-1}{0-e.z.}$	$\frac{0-e.z.}{0}$	$\frac{0-e.z.}{e.z.}$	$\frac{0-1}{e.z.}$	$\frac{0-0.5}{e.z.}$
3	Борнит	$\frac{0-e.z.}{0}$	$\frac{0-e.z.}{0}$	$\frac{0-1}{e.z.}$	$\frac{0-e.z.}{e.z.}$	$\frac{0-1}{e.z.}$	$\frac{0-1}{e.z.}$
4	Магнетит	$\frac{0-0.5}{0-e.z.}$	$\frac{0-e.z.}{e.z.}$	$\frac{3-10}{3-7}$	$\frac{3-10}{3-7}$	$\frac{3-15}{5-7}$	$\frac{e.z.-7}{3-5}$
5	Гематит	$\frac{0-e.z.}{e.z.}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{1-10}{1-3}$	$\frac{e.z.-1}{e.z.}$	$\frac{e.z.-2}{e.z.-1}$	$\frac{0-e.z.}{0}$
6	Ильменит	$\frac{0-5}{e.z.-1}$	$\frac{0-e.z.}{e.z.}$	$\frac{0-7}{1-3}$	$\frac{0-e.z.}{e.z.}$	$\frac{1-7}{1-3}$	$\frac{e.z.-5}{1-2}$

Примечания: 0 – минерал не обнаружен; e.z. – единичные зерна; над чертой – пределы изменения содержаний; под чертой – преобладающие значения содержаний.

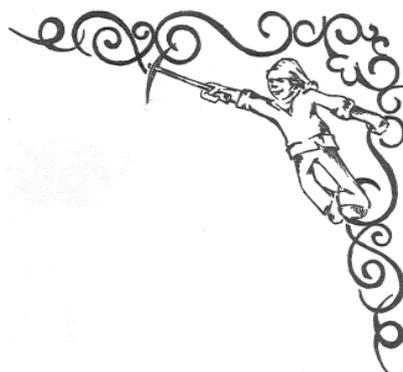
Особенности концентрации и состава сульфидов и оксидов всех трех свит на глубинном и приповерхностном уровнях могут быть объяснены рядом причин. Вариации составов глубинных сульфидов и наличие в них повышенных концентраций примесей свидетельствует о проявлении “фактора глубинности”, что установлено ранее для пород архейского комплекса [2]. Обратные (по сравнению с маярвинской свитой) соотношения сульфидной минерализации в породах пирттиярвинской и оршоайвинской свит разреза СГ-3 и в приповерхностной зоне, а также интенсивное изменение глубинных магнетита и ильменита вблизи Лучломпольского разлома свидетельствуют об изменении рудных ассоциаций в них под влиянием метаморфизма [4].

Таким образом, рудная минерализация в породах маярвинской, пирттиярвинской и оршоайвинской свит представлена сульфидами и их аналогами и оксидами. В породах разноглубинных разрезов этих формаций рудные минералы распределены неравномерно. Вулканы маярвинской свиты имеют сульфидную специализацию при подчиненном развитии оксидов, а вулканиты пирттиярвинской и оршоайвинской свит – наоборот. Вулканы маярвинской свиты, как глубинные, так и приповерхностные, имеют сходный состав рудной минерализации с моносульфидами железа и своеобразной Cu-Ni-Co ассоциацией. Вулканы пирттиярвинской и оршоайвинской свит имеют более высокие содержания сульфидов в приповерхностной зоне, а для оксидов (магнетита и ильменита) этих свит типичны интенсивные изменения в глубинной зоне.

Исследования выполнены по проекту IGCP-408 при поддержке РФФИ, гранты 04-05-65154, 04-05-64199, 01-05-64671.

Список литературы

1. Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения сверхглубокой скважины. М.: Недра, 1984. 490 с.
2. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований. М.: Технонефтегаз, 1998. 260 с.
3. Яковлев Ю.Н., Нерадовский Ю.Н. Скуфьин П.К. Рудная минерализация вулканитов протерозойского комплекса Печенгской структуры (предварительные результаты) // Результаты изучения глубинного вещества и физических процессов в разрезе Кольской сверхглубокой скважины до глубины 12261 м. Апатиты: МУП "Полиграф", 2000. С. 52-55.
4. Яковлев Ю.Н., Скуфьин П.К., Нерадовский Ю.Н. Рудная минерализация вулканитов луостаринской серии разреза раннепротерозойских пород Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) и их поверхностных гомологов // Геология и полезные ископаемые Кольского п-ова. Т. 2. Полезные ископаемые, минералогия, петрология, геофизика. Апатиты: МУП "Полиграф", 2002. С. 64-77.



Прикладная минералогия



СИНТЕЗ ФТОРИДОВ ЦИРКОНИЯ (ГАФНИЯ) И ИХ РЕНТГЕНОЛЮМИНЕСЦЕНТНЫЕ СВОЙСТВА

М.М. Годнева¹, Д.Л. Мотов¹, В.Я. Кузнецов¹, Н.Н. Борозновская², В.М. Клишкин³

¹ Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья КНЦ РАН, г. Апатиты

² Томский государственный университет, ³ Институт оптики атмосферы, г. Томск

Люминесцентные свойства минералов являются важнейшей диагностической характеристикой, отражающей их состав и структуру [6]. Они несут информацию о генетических особенностях, что находит применение в геологической практике. Рентгенолюминесценция (РЛ) искусственных минералов широко используется для создания люминофоров [7-9]. В частности, галогениды BaFCl, NaI, KI и CsI [2, 3] применяются для визуализации рентгеновского изображения. Многие соли с оксоанионами переходных d-элементов (вольфраматы, ванадаты, танталаты и т.д.) способны к интенсивной РЛ [9]. Известна РЛ собственных дефектов в ряде силикатов и оксидов, содержащих элементы подгруппы титана [6]. Представляло интерес синтезировать фтористые соединения циркония (гафния), исследовать их РЛ, проследить ее связь с составом и структурой.

Синтез заключался в следующем. Из сернокислых растворов элементов подгруппы титана в присутствии фторидов щелочных элементов и группы аммония в мягких условиях выделены фтористые соединения циркония (гафния): α - и β -ZrF₄·3H₂O, фтороцирконаты (ФЦ) Na₅Zr₂F₁₃, Na₇Zr₆F₃₁, β -Na₂ZrF₆, K₃ZrF₇, K₂ZrF₆, δ -KZrF₅, γ -KZrF₅, KZrF₅·H₂O, (NH₄)₃ZrF₇, α -NH₄ZrF₅, Rb₃ZrF₇, Rb₂ZrF₆, RbZrF₅·H₂O, Rb₅Zr₄F₂₁·3H₂O, Cs₂ZrF₆, Cs₅ZrF₂₁·3H₂O, α -CsZrF₅·H₂O, β -CsZrF₅·H₂O, Cs₂Zr₃F₁₄·1.5H₂O; оксофтороцирконаты (ОФЦ) K₂Zr₃OF₁₂, Rb₂Zr₃OF₁₂, β -CsZrOF₃·H₂O, а также фторогафнат K₂HfF₆ [3]. У синтезированных минералов возбуждали РЛ рентгеновскими квантами, излучаемыми трубкой постоянного тока БСВ-2 при напряжении 25кВ и токе 10 мА. Регистрировали интенсивность и спектральный состав излучения образцов в оптическом диапазоне – видимом и ультрафиолетовом (УФ). В качестве эталона использовали спектр РЛ стандартного люминофора ZnS.

Рассматриваемые соединения характеризуются интенсивной РЛ в диапазоне 310-490 нм (табл. 1, 2). Для спектров РЛ характерны сложные структуры полос люминесценции. Неэлементарность полос свидетельствует о проявлении различных электронных переходов для данного центра свечения либо о наличии нескольких центров РЛ, обусловленных различными способами окружения циркония и фтора. Ранее [2] для фторо- и фторосульфатоцирконатов подобные центры были нами приписаны возбужденным состояниям F* и O*, что согласуется с данными по другим галлоидным минеральным видам [6].

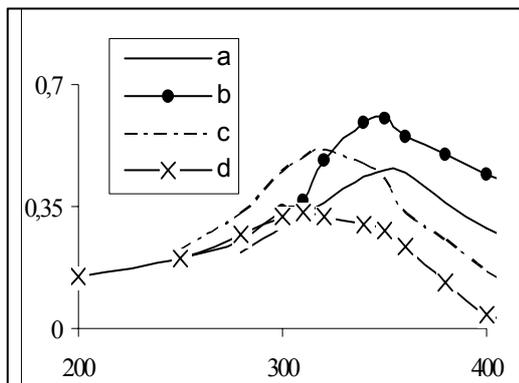


Рис. 1. Ультрафиолетовая РЛ фторометаллатов: а – Cs₂ZrF₆, б – Rb₂ZrF₆, с – K₂ZrF₆, d – K₂HfF₆. По горизонтальной оси – длина волны, нм; по вертикальной – интенсивность РЛ, отн. ед.

Разнообразие синтезированных минералов позволяет установить ряд зависимостей люминесцентных характеристик от состава, структуры и кристаллохимических особенностей минералов. Для фторидов NaF и CaF₂ характерна люминесценция F* при $\lambda = 290$ нм [6]. Координация MF (M – щелочной элемент) к ZrF₄ приводят к смещению максимума в спектре РЛ в сторону более длинных волн (310-390 нм), причем замена легких катионов на тяжелые влияет в ту же сторону (рис. 1). Для минералов с полиэдром ZrF₈ (КЧ=8) зафиксирована полоса РЛ при 310 нм; с полиэдром ZrF₇ (КЧ=7) свечение не проявляется либо оно низкое при 390 нм; с полиэдром ZrF₆ (КЧ=6) – при 350 нм. В исследуемых кислородсодержащих минералах обнаружена РЛ в спектральном диапазоне 290-600 нм (табл. 2, рис. 2). Все минералы с координационным полиэдром ZrF₇O и ZrF₇ с мостиковыми связями имеют максимумы в широком диапазоне длин волн, чаще всего со сдвигом в длинноволновую область. Из рисунков следует, что наличие в решетке кислорода совместно с фтором расширяет спектральный диапазон излучения, но в целом интенсивность РЛ гидратированных фтористых минералов, не подвергнутых термической обработке, значительно ниже, чем безводных ФЦ (рис. 1 и 2), благодаря тому, что в них вода координирована цирконием, а фтор входит в систему водородных связей, препятствующих образованию F* центров свечения.

Наличие интенсивной РЛ безводного Rb₂Zr₃OF₁₂ представляет исключение среди кислородсодержащих минералов (рис. 3), вероятно, вследствие того, что в нем содержатся четыре различных мостика (табл. 2), что приводит к большей легкости возбуждения F* и O*. Кроме того, возможно влияние большей длины связи Rb-F. Этот оксофтороцирконат изоструктурен аналогичному минералу галлия, в структуре которого имеются каналы, существование которых предполагает возможность изоморфного замещения, что позволит допировать этот минерал и улучшить его РЛ свойства. При одинаковом составе аниона или полиэдра проявляется влияние катиона (рис. 3). Соединения с Na⁺ (Na₅Zr₂F₁₃, Na₂ZrF₆, Na₇Zr₆F₃₁) обладают слабой РЛ, с NH₄⁺ (NH₄)₃ZrF₇, α -NH₄ZrF₅) не светятся в отличие от K, Rb, Cs. Интенсивности излучения свойственны закономерности: M₂ZrF₆ – Na < K (Rb) > Cs; MZrF₅·H₂O – K < Rb > Cs; M₂Zr₃OF₁₂ – K < Rb, несмотря на то, что последние соединения изоструктурны, т.е. имеет место правило большей интенсивности излучения для более тяжелых катионов.

Таблица 1. Структурные и рентгенолюминесцентные характеристики минеральных видов циркония (гафния) [1, 12, 13, 15, 16, 18, 19, 21].

Соединение	Полиэдр	КЧ циркония	Виды мостиковых связей	Средние межатомные расстояния М-Ф (Å)	Макс. излучение	
					λ, нм	Интенс., отн. ед.
K_3ZrF_7	ZrF ₇ (7)	7	-	-	нет свечения	
$Na_5Zr_2F_{13}$	ZrF ₇ (6)	7	А	2.35	-	0,006
β - Na_2ZrF_6	ZrF ₇ (5)	7	Б	2.49	390	0,017
K_2ZrF_6	ZrF ₈ (4)	8	Б	2.90	310	0,500
Rb_2ZrF_6	ZrF ₆ (6)	6	-	3.04	350	0,600
Cs_2ZrF_6	ZrF ₆ (6)	6	-	3.18	350	0,460
γ - $KZrF_5$	Нет данных				330	0,275
δ - $KZrF_5$	ZrF ₈ (2)	8	Б	-	350	0,065
K_2HfF_6	HfF ₈ (4)	8	Б	2.85	310	0,330

Таблица 2. Структурные и рентгенолюминесцентные характеристики минеральных видов циркония (гафния) с разными лигандами [4, 5, 10, 11, 14, 17, 20, 21].

Соединение	Полиэдр	Координационное число	Виды мостиковых связей	Макс. излучение	
				λ, нм	Интенс., отн. ед.
$Rb_5Zr_4F_{21} \cdot 3H_2O$	ZrF ₇ (5), ZrF ₇ O(3), ZrF ₆ O(4)	7, 8	Б	430	0,030
$Cs_5Zr_4F_{21} \cdot 3H_2O^*$	ZrF ₇ (5), ZrF ₇ O(3), ZrF ₆ O(4)	7, 8	Б	390-450	0,007
$KZrF_5 \cdot H_2O$	ZrF ₇ O(3)	8	А, Б	310	0,028
$RbZrF_5 \cdot H_2O$	Нет данных			380	0,090
α - $CsZrF_5 \cdot H_2O$	ZrF ₇ O(3)	8	Б	410	0,046
β - $CsZrF_5 \cdot H_2O^*$	Нет данных			-	0,003
$Cs_2Zr_3F_{14} \cdot 1.5H_2O$	Нет данных			440	0,015
$K_2Zr_3OF_{12}$	ZrF ₇ O(1)	8	А, Б, В, Г	490	0,013
$Rb_2Zr_3OF_{12}$	ZrF ₇ O(1)	8	А, Б, В, Г	330	0,650
α - $ZrF_4 \cdot 3H_2O$	Zr ₂ F ₈ O ₆ (6)	8	Б	280	0,040
β - $ZrF_4 \cdot 3H_2O^*$	ZrF ₆ O ₂ (2)	8	Б	350-450	0,007

Примечание: *очень слабые по интенсивности широкие полосы излучения без явных максимумов.

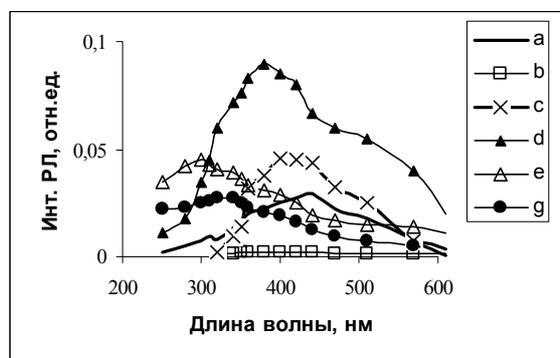


Рис. 2. Спектры РЛ гидратированных фтористых минералов:

a – $Rb_5Zr_4F_{21} \cdot 3H_2O$, b – β - $ZrF_4 \cdot 3H_2O$, c – α - $CsZrF_5 \cdot H_2O$, d – $RbZrF_5 \cdot H_2O$, e – α - $ZrF_4 \cdot 3H_2O$, f – $KZrF_5 \cdot H_2O$.

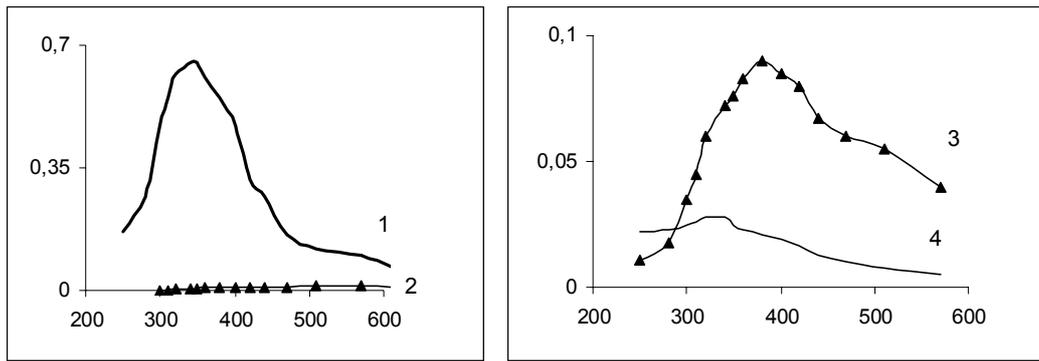


Рис. 3. Связь люминесценции фторидов с составом катионной подрешетки при одинаковых анионах; по горизонтальной оси – длина волны, нм; по вертикальной – интенсивность РЛ, отн. ед.
1 – $\text{Rb}_2\text{Zr}_3\text{OF}_{12}$, 2 – $\text{K}_2\text{Zr}_3\text{OF}_{12}$, 3 – $\text{RbZrF}_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$, 4 – $\text{KZrF}_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$.

Между модификациями обнаружены различия в свечении по диапазону и интенсивности (рис. 4). Проявление существенных различий в РЛ α - и β - $\text{ZrF}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ может быть вызвано структурными особенностями, выявленными в работе [17] для $\text{HfF}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, изоструктурного β - $\text{ZrF}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Они заключаются в том, что α -модификация $\text{ZrF}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ состоит из островных димеров $\text{Zr}_2\text{F}_8\text{O}_6$, каждый из которых участвует в РЛ, а β - $\text{ZrF}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ – из бесконечных цепочек, соединенных Н- связями молекул воды, не входящих в звенья ZrF_6O_2 и гасящих РЛ образца. Вероятно, такие же несовпадения в РЛ других гидратных модификаций α - и β - $\text{CsZrF}_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$ вызвано различной ролью H_2O . У безводных модификаций δ - и γ - KZrF_5 расхождения в РЛ вызваны другими факторами, например, К.Ч. или связью полиэдров. Соединения гафния и циркония аналогичного состава излучают по интенсивности практически одинаково, причем полоса излучения для гафния смещена в сторону более коротких волн. Анализ фтористых минеральных видов циркония (гафния) позволяет сделать вывод о том, что РЛ ФЦ в значительной степени зависит от длины связей атомов фтора и щелочного элемента. Чем она длиннее, тем вероятнее образование центров F^* . Эти расстояния при одном анионе укорачиваются с уменьшением радиуса катиона. Чем меньше радиус, тем прочнее связь и затруднительнее образование центров свечения. При наличии ФЦ Na, K, Rb, Cs наиболее интенсивную РЛ при одном анионе следует ожидать у минералов с Rb и Cs. Кроме того, в ряду Na-K-Rb-Cs увеличивается К.Ч. Что касается возбужденных состояний O^* , то наиболее интенсивную РЛ с их участием следует ожидать у оксофтороцирконатов. Среди гидратированных фтористых минералов, у которых вода координирована цирконием, а фтор входит в систему водородных связей, без их разрушения не представляется возможным получить соединения, сопоставимые по интенсивности РЛ с безводными фторидами.

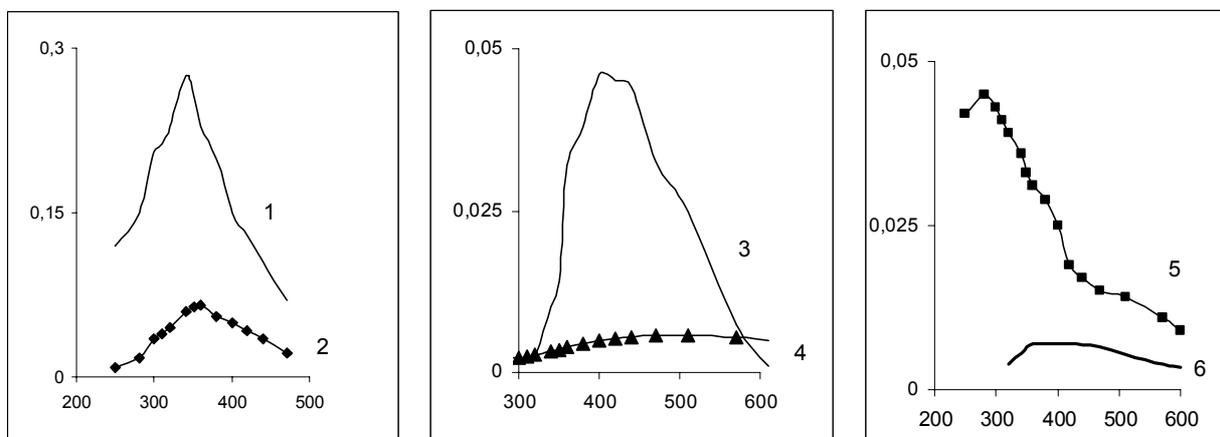


Рис. 4. Спектры РЛ полиморфных модификаций фторидов циркония; по горизонтальной оси – длина волны, нм; по вертикальной – интенсивность РЛ, отн. ед.
1 – δ - KZrF_5 , 2 – γ - KZrF_5 , 3 – α - $\text{CsZrF}_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$, 4 – β - $\text{CsZrF}_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$, 5 – α - $\text{ZrF}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, 6 – β - $\text{ZrF}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$.

Список литературы

1. Бокий Г.Б. Введение в кристаллохимию. М.: Изд-во МГУ, 1954. 490 с.
2. Борозновская Н.Н., Годнева М.М. Особенности люминесценции фторо- и фторосульфатометаллатов щелочных элементов – потенциальных люминофоров // Минералогические музеи. Матер. V Межд. симп. СПб: СПбГУ, 2005. С. 307-309.
3. Годнева М.М., Мотов Д.Л., Кузнецов В.Я. Фазообразование в системах $\text{MeO}_2\text{-H}_2\text{SO}_4\text{-MA}_n\text{-H}_2\text{O}$ (Me = Zr (Hf); M = Li, Na, K, Rb, Cs, NH_4 ; A = F, SO_4) // Журн. неорг. химии. 2003. Т. 48. № 1. С. 120-128.
4. Годнева М.М., Мотов Д.Л., Кузнецов В.Я. и др. Фазообразование в системе $\text{MeO}_2\text{-H}_2\text{SO}_4\text{-HF- NiCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ // Журн. неорг. химии. 2003. Т. 48. № 2. С. 329-334.
5. Годнева М.М., Мотов Д.Л., Кузнецов В.Я. Фазообразование в системе $\text{Zr(SO}_4)_2\text{-RbF-H}_2\text{O}$ // Журн. неорг. химии. 2002. Т. 47. № 2. С.307-311.
6. Горобец Б.С., Рогожин А.А. Люминесцентные спектры минералов. Справочник. М.: ВИМС, 2002. 300 с.
7. Гунн Маньлин, Чжао Вэй, Фу Гопин. Люминесценция BaFCl: Eu^{2+} , Ce^{3+} и ее применение в рентгеновских усиливающих экранах // Физика, химия и технология люминофоров. Ставрополь: Изд-во ВНИИ люминофоров и особо чистых веществ, 1990. С. 98-105.
8. Гурвич А.М. Рентгенолюминофоры и рентгеновские экраны. М.: Атомиздат, 1976. 153 с.
9. Гурвич А.М. Некоторые тенденции развития физической химии кристаллофосфоров // Физика, химия и технология люминофоров. Ставрополь: Изд-во ВНИИ люминофоров и особо чистых веществ, 1990. С. 106-112.
10. Давидович Р.Л. Стереохимия разнолигандных фторсодержащих комплексных соединений циркония и гафния // Коорд. химия. 1999. Т. 25. № 4. С. 243-255.
11. Ткачев В.В., Давидович Р.Л., Атовмян Л.О. Кристаллическая структура нового фтороцирконата цезия $\text{Cs}_5\text{Zr}_4\text{F}_{21}\cdot 3\text{H}_2\text{O}$ // Коорд. химия. 1992. Т. 18. № 1. С. 42-47.
12. Bode H., Teufer G. Über Strukturen von Hexafluorozirkonaten und Hexafluorohafnaten // Z. anorg. allg. Chem. 1956. B 283. H 1-6. S18-22.
13. Brunton G. The crystal structure of $\gamma\text{-Na}_2\text{ZrF}_6$ // Acta Cryst. 1969. B25. N 10. P 2164-2166.
14. Gabela F., Kojić-Prodić B., Šljukić M. *et al.* Refinement of the crystal structure of di- μ -fluoro-hexafluorohexaqua-dizirconium (IV) $\text{Zr}_2\text{F}_8(\text{H}_2\text{O})_6$ // Acta Cryst. 1977. B33. N 12. P 3733-3737.
15. Gaumet V., El-Ghozzi M., Avignat D. Crystal structure of KZrF_5 // Eur. J. Solid State Inorg. Chem. 1997. V 34. N 3. P 283-287.
16. Granzin J., Saalfeld H. Crystal structure refinement of K_3ZrF_7 and the disorder of the heptafluorohafnate complex // Z. Kristallogr. 1988. B 183. N 1-4. S 71-76.
17. Hall D., Rickard C.E.F., Waters T.N. The crystal structure of catena-di- μ -fluorodifluorodiaquohafnium (IV) monohydrate, $\text{HfF}_4\cdot 3\text{H}_2\text{O}$ // J. Inorg. Nucl. Chem. 1971. V 33. P 2395-2399.
18. Herak R.M., Malčić S.S., Manojlović Lj.M. The crystal structure of sodium tridecafluoridizirconate // Acta Cryst. 1965. V18. N 3. P 520-522.
19. Hoppe R., Mehlhorn B. Die Krystalstruktur von K_2ZrF_6 // Z. anorg. allg. Chem. 1976. B 425. H 3. S 200.
20. Mansouri I., Avignat D. Crystal structure of a new (thallium zirconium) oxyfluoride $\text{Tl}_2\text{Zr}_3\text{OF}_{12}$ // J. Solid. State Chem. 1984. V 51. N 1. P 91-95.
21. Neumann Chr., Saalfeld H. Crystal structure of potassium pentafluorozirconate monohydrate $\text{KZrF}_5\cdot \text{H}_2\text{O}$ // Z. Kristallogr. 1986. B175. N 3-4. S 159-164.

ЛЮМИНЕСЦЕНТНЫЕ СВОЙСТВА ФТОРОСУЛЬФАТОВ ЦИРКОНИЯ (ГАФНИЯ)

М.М. Годнева¹, Д.Л. Мотов¹, Н.Н. Борозновская², В.М. Климкин³

¹ Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья КНЦ РАН, г. Апатиты

² Томский государственный университет, ³ Институт оптики атмосферы, г. Томск

С целью выявления материалов для создания новых люминофоров – преобразователей рентгеновского излучения – проанализирован ряд фторо- и фторосульфатных соединений, ранее выделенных при комнатной температуре из сульфатных или сернокислых растворов циркония при введении фторида щелочного элемента. Фтористые и сульфатные соединения обладают рентгенолюминесценцией (РЛ) [10], но для соединений элементов подгруппы титана с фтором и сульфатной группой данные по РЛ до последнего времени отсутствовали. Ранее нами были получены широкополосные спектры РЛ для ряда синтезированных фторо- и фторосульфатоцирконатов, отмечен сложный характер спектров [1]. Выделен ряд минералов с необычайно интенсивной люминесценцией (преимущественно в УФ диапазоне), что позволило рекомендовать эти соединения в качестве люминофоров [8]. Центры свечения, ответственные за РЛ, приписаны собственным дефектам – возбужденным состояниям F^* и O^* . Представляло интерес изучение природы люминесценции фторосульфатных соединений, влияния термообработки и одновременного присутствия различных анионов (F и SO_4^{2-}) на их свойства.

Для решения задач использованы 24 синтезированных сульфато- и фторосульфатометаллатов: титанаты – $K_4Ti_4O_5(SO_4)_5 \cdot 10H_2O$, $K_2TiF_2(SO_4)_2$, $Rb_2TiF_2(SO_4)_2 \cdot 2H_2O$, $Cs_2TiF_2(SO_4)_2 \cdot 3H_2O$ [2]; цирконаты (ФСЦ) – α - $K_3ZrF_5SO_4 \cdot H_2O$, $K_2ZrF_4SO_4$, $K_2ZrF_2(SO_4)_2 \cdot 2.5H_2O$, $K_3Zr_2F_9SO_4 \cdot 2H_2O$, $(NH_4)_3Zr_2F_9SO_4 \cdot 2H_2O$, $(NH_4)_2ZrF_4SO_4$, $(NH_4)_2ZrF_2(SO_4)_2 \cdot 2.5H_2O$, $Rb_2ZrF_4SO_4$, $Rb_2ZrF_2(SO_4)_2 \cdot 3H_2O$, $Rb_3Zr_2F_9SO_4 \cdot 2H_2O$, $RbZr_2O_2F(SO_4)_2 \cdot 5H_2O$, $Rb_{0.1-0.4}Zr_{0.6-1.4}F_{0.7-1.4}(SO_4)_{0.3-0.9} \cdot nH_2O$, $Cs_2ZrF_4SO_4$, $Cs_2ZrF_2(SO_4)_2 \cdot 2H_2O$, $Cs_8Zr_4F_2(SO_4)_{11} \cdot 16H_2O$, $CsZr_2O_2F(SO_4)_2 \cdot 6H_2O$, $Cs_{0.1-0.4}Zr_{0.8-1.0}F_{0.7-1.3}(SO_4)_{0.4-0.9} \cdot nH_2O$ [3]; гафнаты – $K_3HfF_5SO_4 \cdot H_2O$, γ - $K_2HfF_2(SO_4)_2 \cdot 2H_2O$, $K_2HfF_2(SO_4)_2 \cdot 2.5H_2O$ [4]. Спектры записывали на установке, собранной на базе монохроматора ДМП-4. Источником возбуждения служила рентгеновская трубка БСВ-2 от аппарата УРС-55 с молибденовым антикатодом. Регистрировали интенсивность и спектральный состав излучения в оптическом диапазоне – видимом УФ. В качестве эталона использовали спектр РЛ стандартного люминофора ZnS.

Минералы с титаном $K_4Ti_4O_5(SO_4)_5 \cdot 10H_2O$ (450 °C), $K_2TiF_2(SO_4)_2$ (~240 °C), $Rb_2TiF_2(SO_4)_2 \cdot 2H_2O$ (380 °C), $Cs_2TiF_2(SO_4)_2 \cdot 3H_2O$ (300 °C), а также ФСЦ с аммонием: $(NH_4)_3Zr_2F_9SO_4 \cdot 2H_2O$, $(NH_4)_2ZrF_2(SO_4)_2 \cdot 2.5H_2O$ в оптическом диапазоне длин волн практически не люминесцируют. Установлено, что большинство ФСЦ имеют широкополосные спектры РЛ, охватывающие УФ и видимую области с максимальным излучением в диапазоне 340-440 нм. С ростом ионного радиуса катиона при одинаковом составе аниона иногда наблюдается смещение максимума длины волны излучения в коротковолновую область (табл.1). Интенсивность излучения проявляет более четкую зависимость от катиона (рис. 1). Она увеличивается в рядах: для $M_2ZrF_4SO_4 - K < Rb << Cs$ или для изоструктурных $M[Zr_2F_9(H_2O)_2]M_2SO_4 - K << Rb$ в сторону более тяжелых катионов. Для минералов типа $M_2ZrF_2(SO_4)_2 \cdot nH_2O$ ряд не позволяет выявить закономерность, т.к. они содержат различное количество молекул воды, оказывающих влияние на интенсивность излучения. Наиболее интенсивно излучают соединения $Rb[Zr_2F_9(H_2O)_2]M_2SO_4$ и $Cs_2ZrF_4SO_4$. Первое является двойной солью и имеет спектр, сходный с фторидами.

Обезвоживание минералов позволяет сравнивать между собой их спектры. Так, увеличение доли фторидной составляющей ZrF_4 или KF ($K_3ZrF_5SO_4$ и $K_3Zr_2F_9SO_4$ или $K_2ZrF_4SO_4$ и $K_3ZrF_5SO_4$) вызывает смещение полосы излучения в сторону коротких волн и рост интенсивности. Сопоставление проведено по основной полосе, связанной с F^* . Замещение фтора на группы SO_4 приводит к смещению основной полосы излучения в спектре РЛ в сторону более длинных волн, например, $Rb_2ZrF_4SO_4$ и $Rb_2ZrF_2(SO_4)_2$ 385 и 425 нм, $Cs_2ZrF_4SO_4$ и $Cs_2ZrF_2(SO_4)_2$ – 385 и 430 нм. При этом интенсивность излучения, как правило, снижается.

При сравнении спектров РЛ исходных и подвергнутых термической обработке образцов обнаружены особенности. В спектрах РЛ предварительно нагревавшихся минералов полоса максимального излучения обычно сдвинута в коротковолновую область, что свидетельствует об усилении роли центров F^* в разрушении фтор-водородных связей. При этом у безводных ФСЦ наблюдается значительный рост квантового выхода после прокаливания. В спектрах РЛ водных ФСЦ (обезвоженных в процессе термической обработки) наблюдается как усиление РЛ, так и значительный спад интенсивности РЛ (рис.1). Видимо, рост квантового выхода РЛ будет тем значительней, чем больше разрушенных F-H связей с образованием возбужденных состояний F^* , O^* и вакансий F, замещаемых O^* (V_F+O_V). Такое залечивание вакансий может стать причиной возникновения чрезвычайно интенсивной РЛ, сопоставимой с излучением рентгеновских люминофоров. Соли основного характера (табл. 2) излучают в той же области, что и средние соли. Заметного увеличения интенсивности свечения после обезвоживания солей основного характера не наблюдается.

Таким образом, установлено, что фторосульфатоцирконаты дают широкополосные спектры РЛ, охватывающие практически весь оптический диапазон с максимальным излучением в области 340-440 нм. Показана роль состава минерала (катиона, аниона, гидратности), а также координации KF , замещения фтора на SO_4 -группу. Найдено, что значительным излучением, сопоставимым с излучением некоторых люминофоров, обладают ФСЦ с рубидием $Rb_3Zr_2F_9SO_4 \cdot 2H_2O$ и цезием $Cs_2ZrF_4SO_4$.

² Здесь и далее в скобках температура предварительного нагревания.

Таблица 1. Структурные [5-7, 9] и рентгенолюминесцентные характеристики средних солей циркония (гафния).

Соединение	Полиэдр*	КЧ	Максимальное излучение			
			До термообработки		После термообработки	
			λ , нм	I, отн. ед.	λ , нм	I, отн. ед.
α -K ₃ ZrF ₅ SO ₄ ·H ₂ O	ZrO ₂ F ₅ (5)	7	*320-420	0,015	390	0,045
K ₂ ZrF ₄ SO ₄	ZrO ₂ F ₆ (2)	8	*350-550	0,002	*320-550	0,003
Rb ₂ ZrF ₄ SO ₄	нет данных		420-440	0,013	380-390	0,060
Cs ₂ ZrF ₄ SO ₄	нет данных		380-390	0,220	380-390	0,480
(NH ₄) ₂ ZrF ₄ SO ₄	ZrO ₂ F ₆ (2)	8	410-440	0,003	370-390	0,020
K ₂ ZrF ₂ (SO ₄) ₂ ·2,5H ₂ O	ZrO ₂ F ₄	8	400-430	0,015	410-440	0,015
Rb ₂ ZrF ₂ (SO ₄) ₂ ·3H ₂ O	нет данных		*410-440	0,008	*350-500	0,005
Cs ₂ ZrF ₂ (SO ₄) ₂ ·2H ₂ O	нет данных		420	0,075	420	0,017
Cs ₈ Zr ₄ F ₂ (SO ₄) ₁₁ ·16H ₂ O	нет данных		465	0,012	435	0,040
K ₃ Zr ₂ F ₉ SO ₄ ·2H ₂ O	ZrOF ₇ (2)	8	410	0,045	340	0,055
Rb ₃ Zr ₂ F ₉ SO ₄ ·2H ₂ O	ZrOF ₇ (2)	8	390	0,955	340	0,455
γ -K ₂ HfF ₂ (SO ₄) ₂ ·2H ₂ O	нет данных		345	0,045	330	0,065
K ₂ HfF ₂ (SO ₄) ₂ ·2,5H ₂ O	HfO ₂ F ₄	8	*360-410	0,008	*360-405	0,010

Примечания: здесь и далее термообработка до 280-300 °С (исключения: α -K₃ZrF₅SO₄·H₂O и γ -K₂HfF₂(SO₄)₂·2H₂O – до 140 °С; Cs₂ZrF₄SO₄ – до 240 °С; K₃Zr₂F₉SO₄·2H₂O – до 200 °С), в скобках – число концевых атомов фтора, * широкая слабая по интенсивности полоса РЛ с неясно выраженным максимумом.

Таблица 2. Рентгенолюминесцентные характеристики солей основного характера.

Соединение	Максимальное излучение			
	До термообработки		После термообработки	
	λ , нм	I, отн. ед.	λ , нм	I, отн. ед.
RbZr ₂ O ₂ F(SO ₄) ₂ ·5H ₂ O	440	300	420*	185*
CsZr ₂ O ₂ F(SO ₄) ₂ ·6H ₂ O	400	400	400	550
Zr ₂ O ₂ F ₂ SO ₄ ·5H ₂ O	430	100	430	250
α -K ₂ Zr ₂ O ₂ (SO ₄) ₃ ·6H ₂ O	435	300	435	200

Примечание: * - термообработка до 360-380 °С.

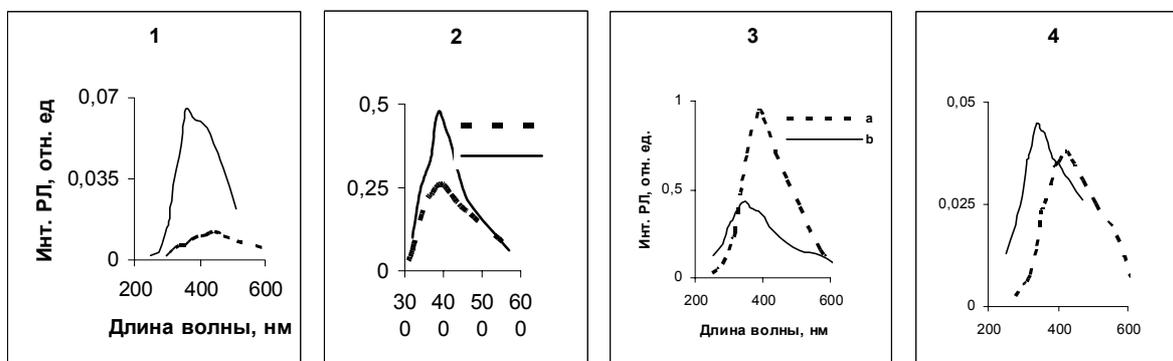


Рис. 1. Спектры РЛ фторосульфатных соединений циркония (а – исходные; б – после термообработки): 1 – Rb₂ZrF₄SO₄; 2 – Cs₂ZrF₄SO₄; 3 – Rb₃Zr₂F₉SO₄·2H₂O; 4 – K₃Zr₂F₉SO₄·2H₂O.

Список литературы

1. Борозновская Н.Н., Годнева М.М. Особенности люминесценции фторо- и фторосульфатометаллатов щелочных элементов – потенциальных люминофоров // Минералогические музеи. Матер. V Межд. симп.. СПб: СПбГУ, 2005. С. 307-309.
2. Годнева М.М., Мотов Д.Л. Синтез фторосульфатотитанатов щелочных металлов и аммония // Журн. неорг. химии. 2003. Т. 48. № 5. С. 741-746.
3. Годнева М.М., Мотов Д.Л., Кузнецов В.Я. Фазообразование в системах $\text{MeO}_2 - \text{H}_2\text{SO}_4 - \text{M}_n\text{A} - \text{H}_2\text{O}$ [Me – Zr (Hf); M – Li, Na, K, Rb, Cs, NH₄; A – F, SO₄] // Журн. неорг. химии. 2003. Т. 48. № 1. С. 120-128.
4. Годнева М.М., Мотов Д.Л., Охрименко Р.Ф. и др. Фазообразование в сернокислых растворах гафния в присутствии фторида калия // Журн. неорг. химии. 1989. Т. 34. № 2. С. 508.
5. Годнева М.М., Никитина С.Д., Мотов Д.Л. и др. Установление химических связей в сульфатофтороцирконатах калия методом ИК спектроскопии // Журн. неорг. химии. 2001. Т. 45. № 5. С. 799-804.
6. Кузнецов В.Я., Рогачев Д.Л., Годнева М.М. Кристаллографические характеристики некоторых сульфатных и фторосульфатных соединений циркония // Журн. неорг. химии. 1994. Т. 39. № 2. С. 211-218.
7. Кузнецов В.Я., Гусев А.И., Чукланова Е.Б. и др. Кристаллическая структура $(\text{NH}_4)_3\text{Zr}_2\text{F}_9\text{SO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и его калиевого аналога // Кристаллография. 1991. Т. 36. № 3. С. 600-602.
8. Мотов Д.Л., Годнева М.М., Борозновская Н.Н. и др. Синтез фторосульфато- и фторофосфатометаллатов как потенциальных эффективных рентгенолюминофоров – преобразователей изображения для рентгенографии и флюорографии // Фундаментальные науки – медицине. М.: Президиум РАН, 2005. С. 104-106.
9. Рогачев Д.Л., Кузнецов В.Я., Гусев А.И. и др. Структура $\text{K}_3\text{ZrF}_5\text{SO}_4$ // Журн. структ. химии. 1989. Т. 30. № 4. С. 182-184.
10. Schulman J.H., Kirk R.D. Luminescence of sulfur centre in alkali halides and other inorganic solids // Solid State Comm. 1964. V 2. P 105-108.

ОСОБЕННОСТИ УПРУГОЙ СИММЕТРИИ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД В РАЗРЕЗЕ ФИНСКОЙ СКВАЖИНЫ ОУТОКУМПУ

Ф.Ф. Горбачевич, М.В. Ковалевский, О.М. Тришина. Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты

В январе 2005 г. в Финляндии, г. Оутокумпу, на глубине 2516 м закончено бурение исследовательской скважины. Она была заложена около одноименного месторождения. Сейсмический разрез массива представлен на рис. 1. Сейсмические построения позволили предположить, что основные породы разреза представлены слюдястыми и черными сланцами. В интервале 1.4-1.9 км могут залегать мафические породы. На глубине 1.2-1.3 км расположена граница, разделяющая протерозойские и архейские породы. Реально верхняя часть скважины до глубины 1310 м прошла через слюдястые сланцы с редкими прослоями биотитовых гнейсов [1]. Интервал 1310-1515 м сложен перемежающимися слоями черных сланцев, биотитовых гнейсов, серпентинитов и диопсид-тремолитовых скарнов. Ниже залегают слюдястые сланцы с редкими слоями черных сланцев и жилами кварца. С глубины 1655 м слюдястые сланцы перемежаются с интервалами пегматитовых гранитов и биотитовых гнейсов. Тела пегматитовых гранитов, гранат-биотитовых гнейсов, биотит-сиилиманитовых сланцев слагают нижнюю часть вскрытого разреза до предельной глубины 2516 м.

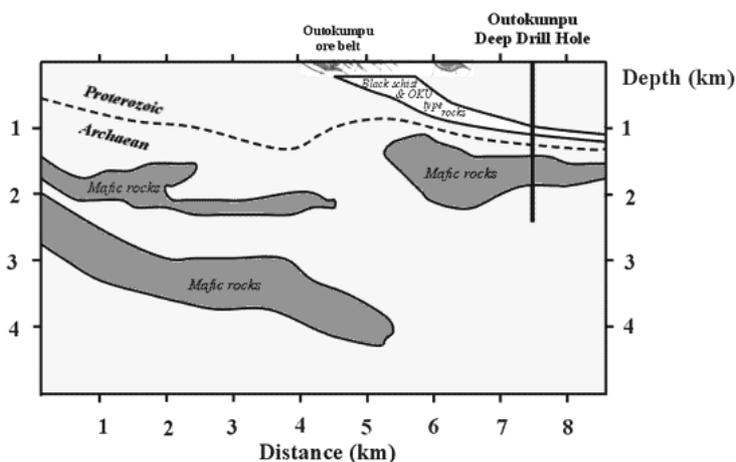


Рис. 1. Сейсмический разрез через скважину Оутокумпу.

Финская геологическая служба, по инициативе которой осуществлен проект бурения, обратилась в Геологический институт КНЦ РАН с предложением принять участие в изучении образцов из вскрытого массива. На первом этапе авторами определены породы, структуры, текстуры, вещественный состав и плотность 43 образцов. Плотность пород ρ определяли методом Архимеда.

На последующих этапах произведена акустополарископия, измерены скорости распространения продольных и поперечных колебаний, степень проявления эффекта линейной анизотропии поглощения (ЛААП) D , углы α , β проекций элементов симметрии по отношению к граням образца, рассчитаны показатели упругой анизотропии пород A_p , B_s . Эти измеренные и расчетные величины даны в таблице, причем значения скорости распространения продольных и поперечных колебаний представлены в форме матрицы скоростей V_{ij} [2].

Метод акустополарископии предназначен для изучения упругих и неупругих свойств преимущественно анизотропных твердых сред [2]. Он позволяет определить наличие упругой анизотропии, число и пространственную направленность элементов симметрии, тип симметрии и величины констант упругости. Метод апробирован на средах поперечно-изотропной, ромбической и других типов симметрий. Принципиальная схема наблюдений не отличается от схемы, применяемой при поляризационных наблюдениях в оптике [3]. Измерения осуществляются специально разработанным акустополарископом [4] при помощи преобразователей сдвиговых колебаний. Метод осуществляют при помощи излучателей и приемников (преобразователей) линейно-поляризованных поперечных колебаний. Перед первым этапом измерений плоскости поляризации преобразователей совмещают (положение ВП). Образец устанавливают между ними. В ходе измерений образец поворачивают в пределах угла 360° , при этом измеряется амплитуда сигнала на экране регистрирующего прибора. Перед вторым этапом измерений плоскость поляризации преобразователей скрещивают под углом 90° (положение ВС). Второй этап измерений также проводят при полном повороте образца. В результате измерений получают акустополариграммы – нормированные круговые диаграммы амплитуды прошедшего через образец ультразвукового импульса.

Акустополариграмма, полученная при параллельных (ВП) векторах поляризации, позволяет судить о наличии эффекта линейной акустической анизотропии поглощения [2] и, соответственно, о преимущественной ориентировке структурных элементов. Акустополариграмма при положении ВС позволяет сделать заключение о наличии и числе проекций элементов симметрии в данном сечении образца, их ориентации в пространстве с точностью до $1-3^\circ$. Измерения в трех взаимно перпендикулярных направлениях образца позволяют выявить элементы симметрии, их взаимные углы и тип упругой симметрии среды. Последующие измерения скорости рас-

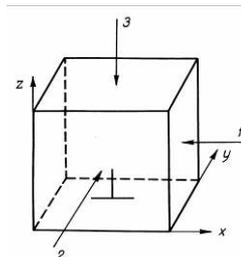


Рис.2. Форма и индексация образца для акустополаризационных измерений.

пространения упругих колебаний в направлении элементов симметрии и направлений, дополнительных к ним, позволяют рассчитать полный набор констант упругости анизотропного тела.

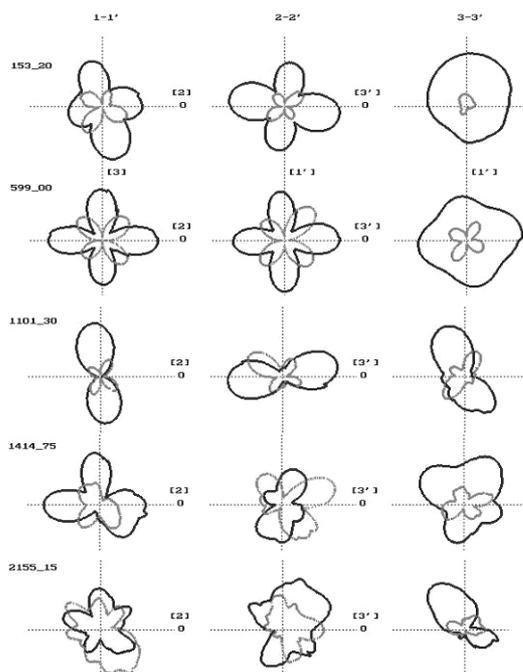


Рис. 3 (сверху). Акустополариграммы образцов пород, извлеченных из скважины Оутокумпу. Акустополариграммы ВП очерчены темной линией, ВС – светлой.

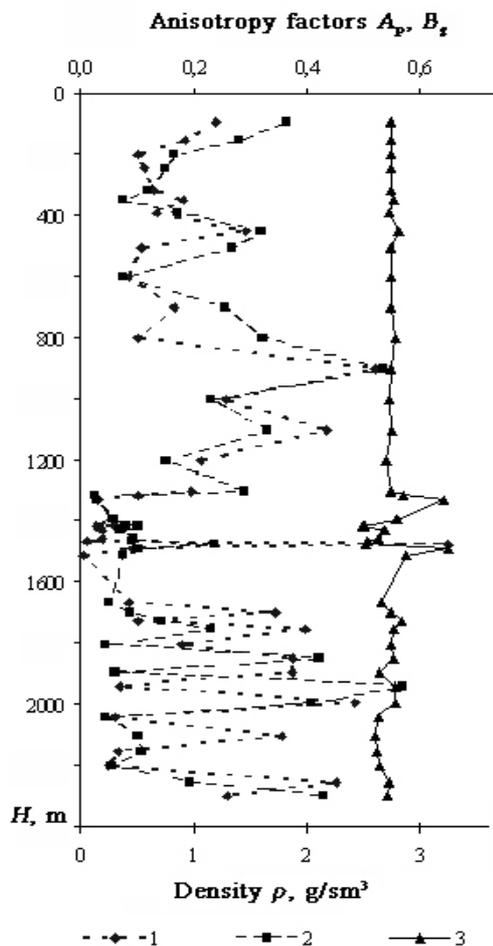


Рис. 4 (справа). Зависимости плотности ρ , показателей упругой анизотропии A_p, B_s от глубины H в разрезе скважины Оутокумпу.

Образцы для акустополаризационных измерений изготавливались в форме куба, причем грань 3 (рис. 2) ориентирована по нормали к оси скважины. На рис. 3 представлены акустополариграммы образцов ODB-153-20, ODB-599-00, ODB-1101-30, ODB-1414-75, 2155-15, а в таблице даны наименование породы, плотность, матрицы скорости, показатели упругой и неупругой анизотропии, углы α, β проекций элементов симметрии на грани образца. Согласно рис. 3 и табл. 1, образец ODB-153-20 гранат-биотитового сланца с графитом представляет собой упруго-анизотропную среду поперечно-изотропного типа симметрии. На это четко указывает наличие двух проекций элементов упругой симметрии на первой и второй гранях образца. На третьей грани, образованной по нормали к оси скважины, проекции элементов упругой симметрии не выявляются. Это указывает также на то, что литостатическая составляющая палеонапряжений была превалирующей в формировании упругой симметрии породы. Если судить по соотношениям величин скоростей продольных и поперечных колебаний в матрице скоростей (табл.), доля палеотектонических сил также имела место [5]. Коэффициент анизотропии по величинам скорости продольных волн A_p и показатель анизотропии по величинам скорости поперечных волн B_s указывают на высокую степень упругой анизотропии породы [2]. В целом, порода, представленная образцом ODB-153-20, сформирована под действием однонаправленного и стабильного поля палеонапряжений.

Другой образец гранат-биотитового сланца с графитом, ODB-599-00 представляет упруго-анизотропную среду орторомбического типа симметрии, на что указывают две проекции элементов упругой симметрии на трех гранях образца. Наличие этих проекций на третьей грани свидетельствует о том, что кроме литостатической составляющей поля палеонапряжений определенная доля палеотектонических сил также принимала участие в формировании упругой симметрии породы. Соотношения величин скоростей продольных и поперечных колебаний в матрице скоростей (табл.), подтверждают данный вывод. Коэффициенты A_p и B_s указывают на среднюю степень упругой анизотропии породы [2]. В целом, порода, которую представляет образцы ODB-153-20 и ODB-599-00, сформирована под действием стабильного и однонаправленного поля литостатических палеонапряжений с некоторой долей тектонических сил. В пределах этой части симметрию пород можно представить подобную квазикристаллу [6].

Образец биотит-мусковитового сланца с прожилками гипс-карбонатного состава ODB-1101-30 также представляет собой упруго-анизотропную среду орторомбического типа симметрии. Но его главным отличием

от ODB-599-00 является проявление эффекта линейной акустической анизотропии поглощения. Показатель в этом образце достигает величины на первой грани $D_1 = 0.90$, на второй $D_2 = 0.81$ (табл.). По-видимому, большое количество слюды и прожилки гипс-карбонатного состава являются причиной наличия эффекта. Коэффициенты A_p и B_s указывают на очень высокую степень упругой анизотропии породы, что также можно объяснить высоким содержанием слюды.

Акустополяриграммы серпентинита, обр. ODB-1414-75 (рис. 3, табл. 1) указывают на проявление неоднородностей и упругой анизотропии в его структуре. Он также представляет упруго-анизотропную среду с типом симметрии, близким к орторомбическому. При этом, величины коэффициентов A_p и B_s сравнительно невелики. Данную породу можно считать слабоанизотропной, неоднородной, с проявлением эффекта ЛААП на грани 2. Образец ODB-2155-15 мусковитового пегматита с гранитом обнаруживает, помимо неоднородностей, еще и проявление эффекта деполяризации сдвиговых (поперечных) волн (ДСВ) [6]. На это указывают аномально большие амплитуды проходящих колебаний, зарегистрированные при скрещенных векторах поляризации на диаграммах 1 и 2 граней образца, рис. 3. Из-за проявления эффекта ДСВ и неоднородностей выявить ориентировку элементов упругой симметрии на гранях 1, 2 не представилось возможным. На третьей грани этого образца регистрируется проявление эффекта ЛААП. Акустический эффект ДСВ впервые был обнаружен на образцах пород Кольской сверхглубокой скважины [6]. Аналогичный эффект деполяризации линейнополяризованных световых волн при прохождении через случайно-неоднородные среды или среды, из анизотропных материалов с разнонаправленными элементами симметрии, был зарегистрирован в оптике [7].

Таблица. Упругие и неупругие свойства образцов кристаллических пород по разрезу финской скважины Оутокумпу.

Номер образца	Наименование породы	Глубина отбора H , м	Плотность ρ , г/см ³	Матрица скорости V_{ij} , км/с	Показатель анизотропии		Показатель ЛААП D	Углы проекций элементов симметрии	
					A_p	B_s		α , град.	β , град.
ODB-153-20	Гранат-биотитовый сланец с графитом	153.20	2.74	5.45 3.62 2.96 3.61 6.00 2.97 2.88 2.96 4.55	0.194	0,281	$D_1=0.22$ $D_2=0.24$ $D_3=0.13$	16 48 -	104 140 -
ODB-599-00	Гранат-биотитовый сланец с графитом	599.00	2.74	5.72 3.60 3.39 3.58 6.16 3.44 3.38 3.42 5.47	0.085	0.077	$D_1=0.05$ $D_2=0.01$ $D_3=0.05$	88 3 15	177 95 115
ODB-1101-30	Биотит-мусковитовый сланец с прожилками гипс-карбонатного состава	1101.30	2.76	4.45 3.26 3.22 3.22 5.44 2.50 2.02 2.43 2.85	0.435	0.312	$D_1 = 0,90$ $D_2 = 0,81$ $D_3 = 0,51$	10 8 110	104 106 167
ODB-1414_75	Серпентинит	1414.75	2.49	4.21 2.28 2.18 2.27 4.27 2.13 2.16 2.18 4.11	0.027	0.078	$D_1 = 0,21$ $D_2 = -0,7$ $D_3 = 0,04$	80 52 58	176 147 156
ODB-2155_15	Мусковитовый пегматит с гранатом	2155.15	2.62	4.62 2.88 2.90 2.89 4.53 2.67 2.92 2.89 4.95	0.067	0.08	$D_1 = 0,10$ $D_2 = 0,09$ $D_3 = 0,66$	- - 31	- - 118

Сводные результаты измерений показателей анизотропии A_p , B_s и плотности ρ в зависимости от глубины H приведены на рис. 4. Полученные данные позволяют заключить, что плотность пород практически не изменяется по глубине. Но в интервалах около 1310, 1480 м наблюдаются резкие отклонения величины ρ в большую сторону, что объясняется присутствием рудных и темноцветных минералов. Судя по величинам показателей анизотропии A_p , B_s , наиболее анизотропные породы залегают на глубинах около 900, 1460 и в интервале 1650-2300 м. Поскольку в метаморфических породах упругая анизотропия пород, как правило, отражает характер поля палеонапряжений, можно считать, что наиболее значимые палеогеодинамические события в разрезе скважины Оутокумпу происходили на указанных глубинах.

Выводы

1. В образцах глубокой скважины Оутокумпу проявляются эффекты линейной акустической анизотропии поглощения, деполяризации сдвиговых волн, дезинтеграции (разуплотнения). Впервые проявления этих эффектов были обнаружены в образцах Кольской сверхглубокой скважины.
2. Верхняя часть разреза скважины Оутокумпу сложена породами, упругие свойства которых были сформированы под действием стабильного и однонаправленного поля палеонапряжений. В пределах этой части симметрию пород можно представить подобную квазикристаллу.
3. Коэффициенты анизотропии, рассчитанные по измерениям на образцах скорости продольных и поперечных колебаний в разрезе скважины позволяют заключить, что наибольшие величины компонент поля палеонапряжений действовали на глубинах около 900, 1460, 1650-2300 м. Причем, в интервалах около 1460, 1650-2300 м происходили наиболее интенсивные палеотектонические подвижки.
4. Полученные предварительные результаты показывают возможность, совместно с геохронологическими данными, выполнить реконструкцию параметров региональной палеогеодинамики и анализ палеотектоники кристаллических массивов Балтийского щита. В итоге, следует отметить, что глубокие и сверхглубокие

бокие скважины являются единственным инструментом, пригодным для сверки информации, полученной наземными геофизическими методами в кристаллических массивах.

Список литературы

1. Kukkonen I.T. The Outokumpu deep drilling project – background, aims and current status of drilling. Int. Workshop. Espoo, Finland, Oct. 25-26, 2004. Espoo: Geol. Survey of Finland. Rep. Q10.2/2004/1. P 9-11.
2. Горбацевич Ф.Ф. Акустополарископия горных пород. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1995. 204 с.
3. Волкова Е.А. Поляризационные измерения. М.: Изд-во Стандартов, 1974. 156 с.
4. Акустополарископ для измерения упругости образцов твердых сред / Горбацевич Ф.Ф. А.с. 1281993, СССР, МКИ GOI N 29/04. Бюлл. изобр. 1987. № 1.
5. Строение литосферы российской части Баренц-региона / Ред. Н.В. Шаров и др. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 318 с.
6. Горбацевич Ф.Ф. Акустополарископия породообразующих минералов и кристаллических пород. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2002. 140 с.
7. Шерклифф У. Поляризованный свет. М.: Мир, 1965. 264 с.

ОБРАЗОВАНИЕ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОЗЕР БАЛТИЙСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ЩИТА

В.А. Даувальтер, Б.П. Ильяшук

Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, г. Апатиты

Водоёмы, в донных отложениях (ДО) которых отмечается образование железо-марганцевых конкреций (ЖМК), издавна привлекали внимание исследователей как источники железной руды. Такие рудные образования часто встречаются в различных районах Мирового океана [18], континентальных пресных водоёмах: оз. Байкал [10], оз. Онежское [2], во многих малых озерах северо-запада России [16, 17, 19, 21]. Специальные исследования Института географии АН СССР [19] показали, что железо-марганцевое рудообразование в ДО озер широко распространено на Балтийском кристаллическом щите – на территории Республики Карелия и Кольском п-ове, причем в последнем случае оно отмечается в глубоководных озерах, а наиболее мощные рудные образования приурочены к верхним слоям илов глубоководных участков.

Рассматривая лимнологические условия озер Кольского п-ова, в которых встречаются ЖМК, Е.И. Федорова [19] отмечает следующие признаки: а) рН воды близки к нейтральным; б) высокое содержание растворенного кислорода по всей водной толще; в) высокий окислительно-восстановительный потенциал воды; г) ее низкая окисляемость; д) небольшое содержание железа в воде. Большинство исследователей связывает накопление повышенных концентраций Fe и Mn в ДО водоёмов с процессами раннего диагенеза [4, 17, 20]. При этом виды и фазы железо-марганцевого рудообразования могут обуславливаться физико-химическими процессами или деятельностью микроорганизмов, таких как железобактерии [9, 17, 20]. Скорее всего, эти группы процессов протекают параллельно в связи друг с другом.

Первые находки ЖМК в оз. Имандра (крупнейшего в Мурманской обл.) описаны в [15]. В конце 20-х гг. XX в. (т.е. в период, предшествующий началу развития горнорудного и металлургического производств на берегах озера – 30-е годы), было отмечено, что "довольно часто в илу встречаются окислы железа в виде мелких мажущихся вкраплений или в виде тонкой железистой пленки, или, наконец, плотной темно-бурой корочки, состоящей из более крупных твердых зерен". Следовательно, современные находки ЖМК в ДО загрязненных и условно чистых участков озера, как и находки в доиндустриальный период освоения водосборной территории, подтверждают определяющую роль в их образовании естественных природных процессов раннего диагенеза, а не антропогенных факторов, связанных с загрязнением озера промышленными стоками. Хотя они тоже вносят свой вклад в образование ЖМК, например, вследствие развития процессов эвтрофирования и закисления, влекущих за собой дефицит кислорода и увеличение концентрации ионов водорода, а, следовательно, и образования восстановительной обстановки и кислотных условий в придонных слоях воды и верхней части донных отложений, что препятствует образованию ЖМК.

В результате исследований на оз. Имандра [8] ЖМК были отмечены в интенсивно загрязняемом промышленными стоками (с высоким содержанием тяжелых металлов и флотореагентов) комбината "Североникель" р-не северного плеса – Большая Имандра (средняя часть губы Монче) на глубине 14.5 м и на условно чистом участке западного плеса – Бабинская Имандра (средняя часть губы Пасма) на глубине 13.5 м. Конкреции представляют собой Fe-Mn рудную корку коричневого цвета толщиной до 10 мм, которая была локализована в 0-4 мм от поверхности ДО (серый или черный ил). Концентрации Fe и Mn в них существенно превышали кларковые (4.65 % для Fe и 0.1 % для Mn [3]): Fe (n=3) 304.5 ± 37.1 мг/г (30.45 %), Mn (n=3) 81.7 ± 7.64 мг/г (8.17 %). Результаты свидетельствуют о том, что интенсивные процессы раннего диагенеза, приводящие к образованию ЖМК, способны, как и антропогенные процессы (например, техногенное загрязнение), обуславливать крайне бедный видовой состав и низкую плотность беспозвоночных в сообществах зообентоса. ЖМК ограничивают развитие донных организмов из-за образования твердой, непроницаемой для гидробионтов преграды [8].

Геохимия Mn и Fe в водной толще и ДО заслуживает особого внимания, потому что они играют центральную роль в геохимических циклах других элементов [27]. Для обоих элементов более высокая степень окисления характерна для нерастворимых форм, меньшая – для растворимых и относительно более свободных от комплексообразования. Так, растворимость гидроокиси двухвалентного железа на четыре порядка выше растворимости гидроокиси трехвалентного железа. Растворимость гидроокисей железа зависит и от концентрации ионов водорода. Растворимость гидроокиси трехвалентного железа при уменьшении рН с 8 до 6 увеличивается также на четыре порядка [1]. Поэтому в условиях эвтрофирования и закисления не происходит образования ЖМК в ДО озер, а концентрации Mn в озерных осадках минимальны и снижаются до нескольких мкг/г, что сравнимо с содержанием Ni и Cu, а содержания Fe более чем на порядок меньше кларка [24]. Следовательно, ионы Mn и Fe являются мобильными, и очертания профилей их концентраций указывают на характер переноса. Немало работ посвящено рассмотрению распределения Fe и Mn по профилю водной толщи и ДО [7, 23, 30, 32], а также математическому моделированию их поведения [22, 31]. Вместе с тем, за некоторым исключением [25, 29, 33], эти работы посвящены морским системам. Данные по характеру распределения элементов в водной толще озер ограничены [26].

В [12] рассмотрено поведение Mn и Fe в водной толще и ДО субарктического водоёма на примере оз. Имандра. Выявлена стратификация насыщения вод O_2 в зимний и весенний период в результате окисления накопленного на дне органического материала. Для субарктики характерно наличие небольших лесных и заболоченных озер с высоким содержанием гумуса. Поэтому дефицит O_2 у дна может развиваться не только под влия-

нием антропогенного загрязнения, но и в природных заболоченных водоемах. Установлено, что редокс-цикл Mn и Fe в озерах является основным механизмом окисления-восстановления Fe^{3+} - Fe^{2+} и Mn^{4+} - Mn^{2+} . Редокс-системы Mn и Fe хорошо известны в научной литературе [27]. Микроорганизмы в бескислородных условиях являются катализаторами восстановления Fe и Mn:

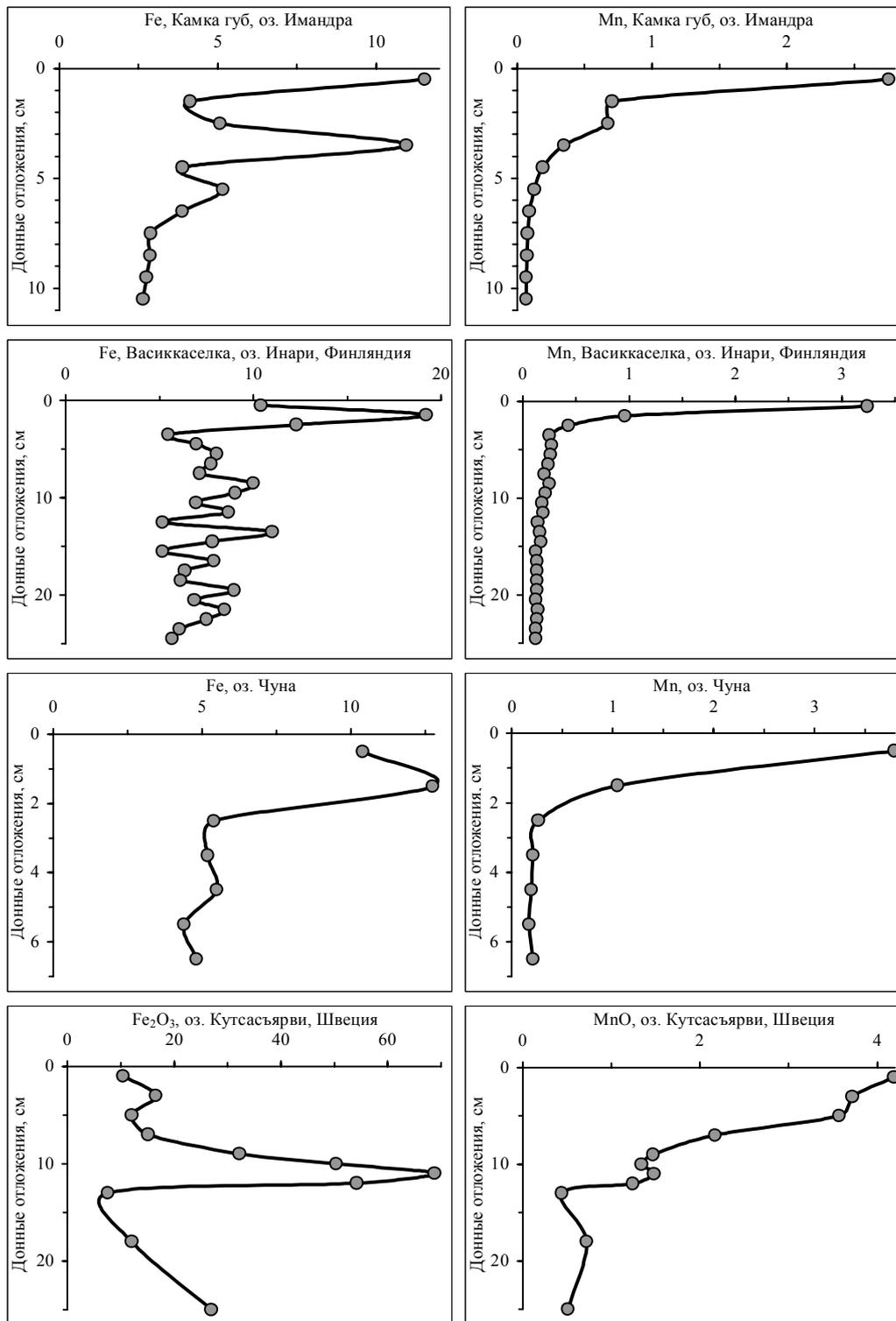
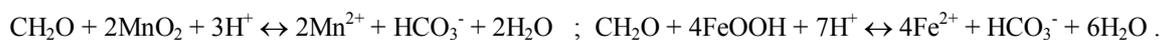
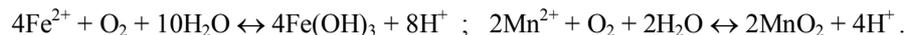


Рис. 1. Вертикальное распределение концентраций Fe и Mn (в %) в ДО озер Мурманской обл. и северных районов Финляндии и Швеции.



Восстановление оксидов Mn^{4+} до иона Mn^{2+} происходит при более высоком редокс-потенциале (т.е. при более высоких концентрациях растворенного O_2), чем восстановление Fe^{3+} до Fe^{2+} . Окисление Fe и Mn в кислородных

условиях может быть описано реакциями:



Окисление растворенного Fe^{2+} до взвешенных оксидов Fe^{3+} происходит быстрее, чем окисление Mn^{2+} до оксидов Mn^{4+} . При значениях pH, характерных для поверхностных вод, окисление марганца протекает медленно. При попадании в водоемы Fe^{2+} и Mn^{2+} сначала идет окисление и осаждение Fe и лишь потом Mn. В то же время, восстановление окисленных форм Mn в донных отложениях водоемов протекает легче, чем восстановление соединений Fe [14]. На границе между кислородными и бескислородными условиями (т.е. окислительной и восстановительной обстановки) происходит изменение степени окисления Fe и Mn. Их круговорот этих элементов происходит по схеме [28]. Оксиды Fe (III) и Mn (IV), сформировавшиеся в насыщенных кислородом условиях, механически осаждаются в водной среде. Достигая бескислородного слоя воды и ДО, Fe (III) и Mn (IV) в составе оксидов начинают восстанавливаться и постепенно растворяться. Растворенные формы Fe (II) и Mn (II) диффундируют вверх по сформированному градиенту Fe и Mn в водной толще или поровых водах ДО. В обогащенной кислородом среде Fe (II) и Mn (II) окисляются и осаждаются в виде Fe (III) и Mn (IV). Последние механически оседают, достигая бескислородных условий, и цикл повторяется.

На рис. 1 представлено вертикальное распределение концентраций Fe и Mn в ДО озер Мурманской обл. и северных районов Финляндии и Швеции. Увеличение концентраций Fe и Mn в поверхностных слоях ДО характерно для больших (Имандра [13], Инари [5] – крупнейшие озера Мурманской обл. и Финляндской Лапландии) и малых озер (оз. Чуна водосбора оз. Имандра [13], оз. Кутсасьярви, Сев. Швеция [11]). Максимальные содержания Mn (превышающие кларковые и фоновые в 10-50 раз) в толще ДО вышеназванных озер приурочены к поверхностному сантиметровому слою. Это вызвано тем, что смена окислительных условий на восстановительные происходит именно в этом верхнем слое, и восстановление оксидов Mn^{4+} до растворенного иона Mn^{2+} происходит при более высоком редокс-потенциале, чем восстановление Fe^{3+} до Fe^{2+} . Следовательно, максимальные содержания Fe (превышающие кларковые и фоновые до 10 раз) в ДО могут отмечаться и на большей глубине, т.е. в условиях более низкого значения Eh (при низких концентрациях растворенного O_2). Можно сделать вывод, что чем лучше придонные слои воды и поверхностные слои ДО снабжаются кислородом, тем на большей глубине ДО происходит отложение труднорастворимых оксидов Fe^{3+} и образование ЖМК. В оз. Кутсасьярви, Сев. Швеция, в конце зимы (май 2003 г.) подо льдом дефицита содержания кислорода не обнаружено, и граница между окислительными и восстановительными условиями находится ниже поверхности раздела вода – ДО [11]. Это проявилось в резком увеличении содержания Fe_2O_3 на глубине 11 см до 70 % (рис. 1). В то же время, увеличение концентраций Mn началось с глубины 12 см, а максимальное содержание ($\text{MnO} - 4.2\%$) обнаружено в поверхностном сантиметровом слое. Это подтверждает предположение, что окисление растворенного Fe^{2+} до труднорастворимых оксидов Fe^{3+} происходит быстрее, чем окисление Mn^{2+} до оксидов Mn^{4+} . Увеличение концентраций Fe в подповерхностных слоях ДО (рис. 1) связано с процессами молекулярной диффузии растворенных закисных форм Fe из нижележащих ДО, характеризующихся анаэробными условиями и обладающих восстановительным потенциалом, вверх к контакту с окисленной зоной водной толщи, где они, окисляясь, вновь теряют подвижность и обогащают поверхностный окисленный слой [6]. В работе [11] показано, что осаждение образованного в окислительной обстановке Fe^{3+} приводит к формированию оксидов, обогащенных тяжелыми изотопами (в первую очередь ^{56}Fe).

Таким образом, образование ЖМК в ДО озер на Балтийском кристаллическом щите может происходить при наличии следующих двух определяющих условий: а) значения pH воды должны быть нейтральными и не должно проявляться закисление; б) высокое содержание растворенного кислорода по всей водной толще в отсутствие процессов эвтрофирования.

Список литературы

1. Беус А.А., Грабовская Л.И., Тихонова Н.В. Геохимия окружающей среды. М.: Недра, 1976. 248 с.
2. Васильева Е.П. Донные отложения // Экосистема Онежского озера и тенденции ее изменения. Л.: Наука, 1990. С. 147-174.
3. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555-571.
4. Волков И.И., Севастьянов В.Ф. Перераспределение химических элементов в диагенезе осадков Черного моря // Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968. С. 134-182.
5. Даувальтер В.А. Тяжелые металлы в донных отложениях озерно-речной системы оз. Инари – р. Пасвик // Водные ресурсы. 1998. Т. 25. № 4. С. 494-500.
6. Даувальтер В.А., Моисеенко Т.И., Родюшкин И.В. и др. Миграция и круговорот серы в субарктическом оз. Имандра, загрязняющемся стоками горно-металлургического производства // Геохимия. 1999. № 6. С. 626-636.
7. Ершова Е.Ю., Веницианов Е.В., Кочарян А.Г. и др. Тяжелые металлы в донных отложениях Куйбышевского водохранилища // Водные ресурсы. 1996. Т. 23. № 1. С. 59-65.
8. Ильишук Б.П. Железо-марганцевые конкреции в грунтах озера как фактор, ограничивающий развитие сообществ зообентоса // Экология. 2001. № 6. С. 478-480.
9. Кузнецов С.И. Роль микроорганизмов в круговороте веществ в озерах. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 300 с.
10. Лейбович-Гранина Л.З. Железо-марганцевые стяжения в Байкале // История современных озер. Тез. докл. VII Всес. симп. по истории озер. 25-28 ноября 1986 г. Л., 1986. С. 149-150.

11. Малиновский Д.Н., Родюшкин И.В., Щербакова Е.П. и др. Фракционирование изотопов Fe в результате окислительно-восстановительных процессов в водоеме // *Геохимия*. 2005. № 8. С. 878-885.
12. Моисеенко Т.И., Даувальтер В.А., Родюшкин И.В. Геохимическая миграция элементов в субарктическом водоеме (на примере оз. Имандра). Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1997. 128 с.
13. Моисеенко Т.И., Даувальтер В.А., Лукин А.А. и др. Антропогенные модификации экосистемы оз. Имандра. М: Наука, 2002. 487 с.
14. Никаноров А.М. Гидрохимия. СПб: Гидрометеиздат, 2001. 444 с.
15. Рихтер Г.Д. Физико-географический очерк оз. Имандра и его бассейна. Л.: Гостехиздат, 1934. 144 с.
16. Семенович Н.И. Лимнологические условия накопления железистых осадков в озерах / Тр. Лаборатории озероведения. Т. 6. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1958. 186 с.
17. Страхов Н.М. Сравнительное лимнологическое изучение осадков // *Образование осадков в современных водоемах*. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 12-32.
18. Страхов Н.М. К теории геохимического процесса в гумидных зонах // *Геохимия осадочных пород и руд*. М.: Наука, 1968. С. 115-121.
19. Федорова Е.М. Характеристика железорудных озер Кольского п-ова // *Накопление вещества в озерах*. М.: Наука, 1964. С. 59-77.
20. Федорова Е.М. Озерное железнакопление в пределах Балтийского кристаллического щита // *Накопление вещества в озерах*. М.: Наука, 1964. С. 164-193.
21. Яковлева Л.В. Донные отложения Кольского п-ова // *Озера различных ландшафтов Кольского п-ова*. Ч. 1. Л.: Наука, 1974. С. 195-243.
22. Burdige D.J., Gieskes J.M. A pore water – solid phase diagenetic model for manganese in marine sediments // *Am. J. Sci.* 1983. V 283. P 29-40.
23. Calvert S.E., Price N.B. Diffusion and reaction profiles of dissolved manganese in the pore water of marine sediments // *Earth Planet Sci. Lett.* 1972. V 16. P 245-248.
24. Dauvalter V. Metal concentrations in sediments in acidifying lakes in Finnish Lapland // *Boreal Environment Research*. 1997. V 2. P 369-379.
25. Davison W. Supply of iron and manganese to an anoxic lake basin // *Nature*. 1981. V 290. P 241-244.
26. Davison W. Transport of iron and manganese in relation to the shape of their concentration – depth profiles // *Hydrobiologia*. 1982. V 92. P 463-470.
27. Davison W. Conceptual models for transport at a redox boundary // *Chemical processes in lakes*. Wiley Int. Publication, 1985. P 31-53.
28. Davison W. Iron and manganese in lakes // *Earth Sci. Rev.* 1993. V 34. P 119-163.
29. Davison W., Woof C. A study of the cycling of manganese and other elements in a seasonally anoxic lake, Rosttherne Mere, U.K // *Water. Res.* 1984. V 18. P 727-734.
30. Elderfield H. Manganese fluxes to the oceans // *Marine Chem.* 1976. V 4. P 103-120.
31. Michard G. Theoretical model for manganese distribution in calcareous sediment cores // *J. Geophys. Res.* 1971. V 76. P 2179-2193.
32. Norton S.A. Post-glacial iron-rich crusts in hemipelagic deep-sea sediments // *Discussion Geol. Soc. Am.* 1974. P 159-160.
33. Robbins J.A., Callender E. Diagenesis of manganese in Lake Michigan sediments // *Am. J. Sci.* 1975. V 275. P 512-525.

ОПЫТ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ КЕРАМИКИ С ОСТРОВА КРИТ, ГРЕЦИЯ

А.Н. Зайцев, О.А. Зайцева, А.Г. Булах. Санкт-Петербургский госуниверситет, г. Санкт-Петербург

Объектом исследования в данной работе послужили образцы керамики, собранной на северном побережье о-ва Крит, Греция, в 50-100 м к северу от дворца минойского времени вблизи г. Маляя. В крито-микенский период (3000-1100 гг. до н.э.) керамические изделия, используемые в повседневной жизни для приготовления пищи, были в основном трёх форм: треногий горшок, миска и поднос [1]. На основе морфологического сравнения собранных образцов с рисунками древнегреческой керамики, черепки поделены на несколько групп: стенки сосудов, ручки, ножки, верхние ободки и доньшки (рис. 1).

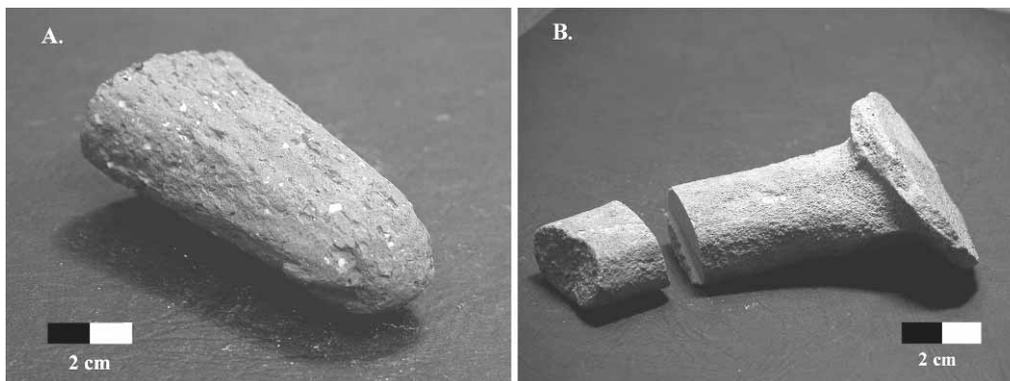


Рис. 1. А – образец ножки треногого горшка; В – образец вертикальной ручки треногого горшка.

Все образцы представляют собой сглаженные по краям обломки размером от 2 до 12 см. В сколах нередко наблюдается цветовая зональность: краевые части керамики красновато-коричневого цвета, центральные части серые или красновато-серые. Мы объясняем это различными физико-химическими условиями изготовления – окислительной обстановкой во внешних частях и восстановительной – во внутренних при обжиге керамики [4]. Изученные образцы макроскопически представляют собой мелкозернистые, пористые и легкие черепки, структура и текстура которых лучше всего может быть описана как псаммопелитовая массивная для одних образцов и скрытокристаллическая массивная для других (рис. 2).

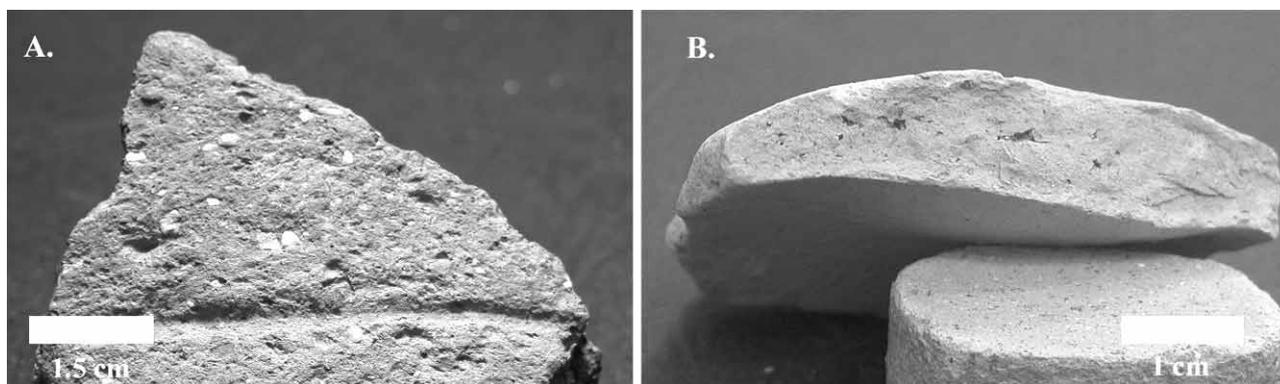


Рис. 2. А – образец керамики с “псаммопелитовой” структурой; В – образец керамики с “массивной” текстурой.

Петрографическое изучение прозрачно-полированных шлифов показало, что содержание обломочного материала размером более 0.1 мм (окатанные, реже угловатые зерна кварца, полевых шпатов, кальцита и полиминеральные сростки) варьирует от 30 до 42, мелкозернистая масса наполнителя с размером зерен < 0.05-0.1 мм от 51 до 65, поровое пространство 5-7 об. %. По данным рентгенофазового анализа (кафедра кристаллографии СПбГУ, дифрактометр ДРОН-2, излучение Cu), в образцах керамики, кроме кварца, в переменном количестве присутствуют минералы типа мусковита, иллита или хлоритоида, диопсид, K-Na и Na-Ca полевые шпаты и кальцит. Дифрактограммы образцов характеризуются высокой интенсивностью фона, что свидетельствует о низкой степени кристалличности мелкозернистой массы наполнителя керамики. Электронно-микроскопическое исследование полированных шлифов (микроскоп JEOL, Музей естественной истории, Лондон) позволило уточнить минеральный состав обломочного материала и наполнителя керамики. Мономинеральные обломки представлены кварцем, мусковитом, микроклином-ортоклазом, кальцитом, серпентином, для полиминеральных выделений характерны ассоциации хлоритоид + мусковит-иллит, хлоритоид + мусковит-иллит + кварц, диопсид + плагиоклаз, хлоритоид + альбит, диопсид + хлоритоид + альбит + мусковит-иллит (табл. 1). Основная кристаллическая часть мелкозернистой массы наполнителя сложена кварцем, альбитом, мусковитом-иллитом, хлори-

тоидом, оксидами (гидроксидами) Fe, точно не определенными силикатами Mg, Fe и Al. Акцессорные зёрна в наполнителе керамики представлены титанитом в ассоциации с хлоритоидом и альбитом, апатитом, титансодержащим магнетитом, монацитом, цирконом, ксенотимом, оксидом титана, хромовой шпинелью и хромсодержащим пиропом.

Таблица 1. Химический состав главных минералов керамики, мас. %.

Образец	ОЗ 1	ОЗ 3	ОЗ 1	ОЗ 3	ОЗ 3	ОЗ 3	ОЗ 1
Минерал	хлоритоид	мусковит	мусковит/иллит	диопсид	полевые шпаты	кальцит	
SiO ₂	24.96	45.24	46.69	46.93	53.56	68.02	65.47 56.14
TiO ₂			1.09	0.67	0.51		
Al ₂ O ₃	42.06	35.95	32.58	33.40	1.11	19.11	18.46 27.46
FeO	18.13	1.10	1.85	2.08	5.58		55.11
MnO					0.21		
MgO	6.23	0.65	1.38	1.00	15.00		0.33
CaO					23.75	0.71	9.66
Na ₂ O		0.19	1.47	2.06	0.30	11.69	0.99 5.86
K ₂ O	0.75	11.50	7.81	6.20			15.75
Сумма	92.13	94.63	92.87	92.34	100.02	99.53	100.67 99.12 55.44

Высокое содержание в образцах кварца и полевых шпатов при резко подчиненном количестве кальцита, позволяет предполагать, что для изготовления керамики использовалась так называемая «красная четвертичная глина», широко развитая в центральной и восточной частях Крита, в т.ч. и вблизи дворца Маляя [2]. Это подтверждается и данными химического анализа керамики, которые показывают высокое содержание SiO₂ (57-60), Al₂O₃ (18-22) и низкое CaO (0.7-1.7 мас. %). Другой тип глин, известный в этой части Крита – неогеновые – по сравнению с «красными» содержат значительное количество кальцита (10-20) при незначительном содержании кварца (10-20) и полевых шпатов (< 5 об. %) [3]. Сохранение в керамике иллита-мусковита, кальцита и серпентина говорит о средних температурах обжига исходной массы.

Список литературы

1. Betancourt P.P. Cooking vessels from Minoan Kommos: a preliminary report. Occas. paper 7. Inst. of Archaeology, University of California, 1980. 17 p.
2. Hein A., Day P.M., Cau Ontiveros M.A. *et al.* Red clays from central and Eastern Crete: geochemical and mineralogical properties in view of provenance studies on ancient ceramics // *Appl. Clay Sci.* 2004. V 24. P 245-255.
3. Hein A., Day P.M., Quinn P.S. *et al.* The geochemical diversity of Neogene clay deposits in Crete and its implication for provenance studies of Minoan pottery // *Archaeometry.* 2004. V 46. P 357-384.
4. Ghergari L., Ionescu C., Lazar C. The mineralogy of the Neolithic ceramics from Ungurulul cave (Suncuius, Romania) // *Acta Mineral.-Petrogr. Abstr. Ser.* 2003. V 1. P 38.

О ПРИРОДЕ УПРУГОЙ СИММЕТРИИ И СВЯЗИ АНИЗОТРОПИИ УПРУГИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ

В.Л. Ильченко. Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты

Подавляющее число породообразующих минералов является упруго (а также оптически и т.д.) анизотропными средами [6]. Естественно предположить, что горные породы также анизотропны. Это было бы так, если бы кристаллы располагались в них в строгом порядке с единой ориентировкой их элементов симметрии. Нечто подобное можно наблюдать в свежих осадочных породах. Упругая анизотропия, обусловленная слоистостью, может сохраняться долго, но и она легко может быть стёрта Р-Т-флюидным воздействием на стадиях катагенеза, катагенеза и метаморфизма. С другой стороны, минеральные зерна в интрузивных геологических телах, не претерпевших тектонического воздействия, ориентированы хаотично. Некоторому упорядочению первично изотропной структуры может способствовать тектоника. Так, в зависимости от степени тектонизированности и петрофизических особенностей объекта, среди горных пород встречаются самые различные вариации упругих свойств от совершенно изотропных до анизотропных. Упругая анизотропия, обусловленная анизотропией породообразующих минералов (слоистыми силикатами) ярко проявлена в группе тонкослоистых осадков и метаморфитов, к которым относятся слюдястые сланцы и гнейсы, претерпевшие динамические преобразования, отраженные в линейной акустической анизотропии поглощения (ЛААП) [2]. При этом существует обширный объем информации, свидетельствующий о том, что совпадение ориентировок элементов упругой симметрии породы, определенных акустополаризационным методом [2], с её текстурными особенностями вовсе не обязательно. В некоторых случаях, измеряя ультразвуковыми методами упругие свойства пород, можно наблюдать существенные искажения среднестатистической картины, обусловленные влиянием порфировых выделений анизотропных породообразующих минералов. Но такие случаи относятся к породным неоднородностям, а не анизотропии.

Главную роль в формировании анизотропии упругих свойств горных пород играют напряжения, обусловленные глобальными геодинамическими процессами. В эволюции литосферы горные породы попадали в различные динамические условия, сжатие сменялось растяжением, всё это сопровождалось разогревом или остыванием пород и сказывалось на текстурно-структурных особенностях. При рассмотрении пород в обнажениях иногда можно определить несколько этапов в их динамической истории. Они запечатлены в элементах залегания породы, системах трещиноватости (открытой и «залеченной»), кливажа, будинированности и т.д. Почти всегда следы динамического воздействия на породу будут следами натурализации в породе палеонапряжений. Об этом свидетельствуют результаты многочисленных акустополаризационных исследований, когда данные о пространственном положении элементов упругой симметрии породы не совпадают с текстурой, кливажом и системами трещиноватости. Такое положение элементов упругой симметрии породы, по-видимому, обязано полю современных напряжений и обусловлено системами микротрещин, ориентированных в соответствии с главными составляющими поля напряжений.

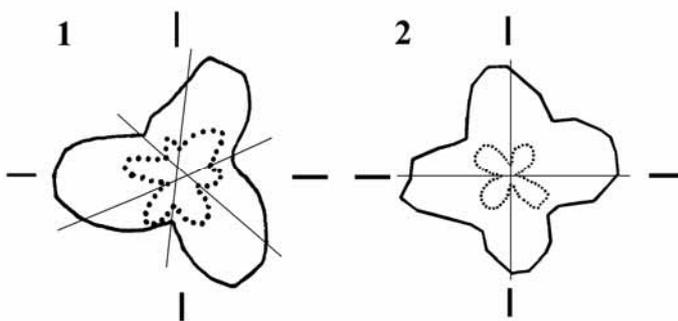


Рис.1. Акустополариграммы кварца (1) и пьезокерамической пластинки (2). Прямые линии – пьезоэлектрические оси.

В данной работе рассмотрены результаты исследований, проведенных на природных и искусственных материалах акустополаризационным методом [2], который аналогичен оптическому поляризационному методу, но вместо света используются линейно поляризованные сдвиговые волны. В результате прозвучивания образца (с шагом вращения 10°), поворачиваемого на 360° , получают круговые диаграммы амплитуд сигналов – акустополариграммы. Измерения проводят при параллельных (ВП) и при скрещенных (ВС) векторах поляризации излучающего и принимающего датчиков. Акустополариграммы (ВП и ВС) упруго-анизотропной среды представляют собой розетки с количеством лепестков, кратным 2 (обычно 4), соответствующим оси упругой симметрии образца. Ранее на образце, изготовленном из кристалла искусственного кварца [2, 4], в направлении поворотной оси симметрии 3 порядка получена акустополариграмма ВП (сплошная линия) с 3-лепестковыми очертаниями (рис. 1.1). Т.е. в положении совпадения плоскости поляризации датчиков с плоскостью упругой симметрии образца амплитуда сигнала максимальна, а при повороте на 180° наблюдается его полное затухание, хотя с плоскостью поляризации датчиков совпадает та же плоскость образца. Акустополаризационными измерениями на пластинке пьезокерамики (рис. 1.2) установлено, что в направлении прозвучивания она обладает осью симметрии 4 порядка, а лепестки розеток ВП совпадают с положением пьезоосей пластинки [3].

Положение лепестков акустополариграммы кварца также совпадает с пьезоосями, что предполагает появление разности потенциалов на соответствующих гранях кристалла [8]. Разность потенциалов вызывается

возмущением, обусловленным ультразвуковыми сдвиговыми волнами [7] в случае совмещения плоскости поляризации сигнала с пьезоэлектрическими осями кристалла. Ранее считалось, что поляризация горных пород обусловлена собственной асимметрией, локальным дипольным моментом и кооперативными эффектами вследствие текстурирования породы [9]. Пьезоэффект может наблюдаться везде, где есть полярные направления [8], поэтому следует добавить появление трещин: их поверхности приобретают при разрыве связей разноименные заряды (рис. 2), а их системы могут контролировать прохождение поляризованных сдвиговых волн.



Рис. 2. Схема поляризации трещины в момент раскрытия за счет воздействия поперечной волны (стрелки).

на, одна поверхность которой несет положительный, другая — отрицательный заряды. Рассмотрим образец, упругая симметрия которого обусловлена системами микротрещин, секущих друг друга под углом 120° и образующих в месте пересечения ось 3 порядка, вдоль которой идет прозвучивание (соблюдение угла в 120° не обязательно). Эти системы трещин делят образец на шесть секторов, заряженных разноименно. В такой ситуации заряды поверхностей плоскости поляризации сигнала при зарегистрированной максимальной амплитуде будут одноименны с зарядами секторов. При повороте образца вокруг оси на 180° плоскость поляризации сигнала будет развернута к секторам поверхностями с противоположными зарядами, в результате чего произойдет поглощение сигнала. Подобная ситуация невозможна при прозвучивании твердых сред в направлении осей симметрии четных порядков, поскольку при совмещении плоскости поляризации с плоскостью симметрии одна полуплоскость симметрии образца всегда совпадет по знаку зарядов с плоскостью поляризации (рис. 3).

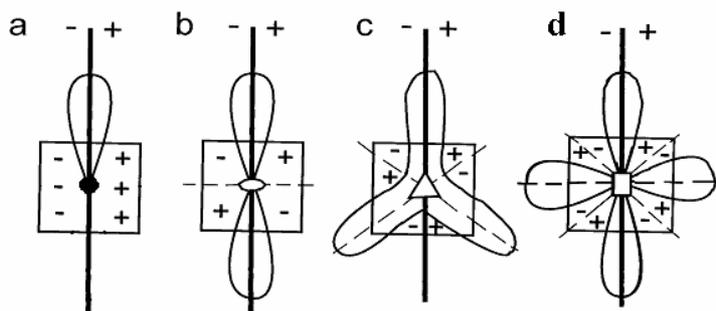


Рис. 3. Акустополариграммы, получаемые при прозвучивании твердых сред в направлениях осей симметрии: а – 1, b – 2, с – 3, d – 4 порядков.

При акустополаризационных измерениях горных пород часты несимметричные акустополариграммы, когда противоположные лепестки оказываются разных размеров, либо один из лепестков значительно превышает по размеру остальные (рис. 4).

Рис. 4. Примеры несимметричных акустополариграмм: а – дислокации по диагонали, b – дислокации в горизонтальной плоскости.

Такие ситуации можно объяснить наличием систем трещиноватости со сдвигом подобно сдвиговой дислокации в кристаллах (рис. 5), что приводит к изменениям в расположении заряженных секторов и тем самым может влиять на симметричность акустополариграмм.

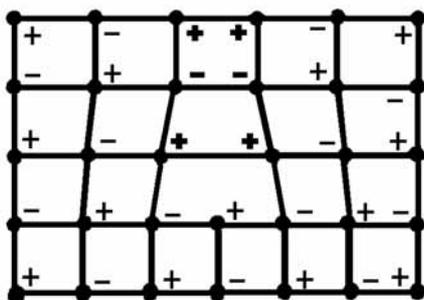


Рис. 5. Пример отрицательной краевой дислокации, [8] с добавлением зарядов.

Таким образом, поляризованный ультразвук проходит сквозь упруго-анизотропную поляризованную среду с максимальной амплитудой в направлении осей симметрии только при полном совпадении знаков зарядов плоскости поляризации сигнала со знаками зарядов секторов среды. Количество максимумов при полном обороте объекта вокруг оси равняется числу пересекающихся систем микротрещин, параллельных направлению прозвучивания. Поскольку системы микротрещин обычно пересекаются под разными углами, то употребление слова «симметрия»

во многих случаях становится неприемлемым. Здесь подошел бы термин «квазисимметрия», поскольку в мире кристаллов невозможно существования элементов симметрии 5 и более чем 6 порядков [1, 8]. Но в мире ква-

зикристаллов такие элементы симметрии имеют полное право на существование [1]. Что касается горных пород, то у автора имеется много результатов акустополаризационных измерений, свидетельствующих о наличии в породах симметрии 5 и более чем 6 порядков, выражающихся в акустополариграммах с 5, 7, 8 и более лепестками. На этом основании можно сделать вывод о том, что квазисимметрия упругих свойств горных пород не зависит от симметрии упругих свойств породообразующих минералов и формируется благодаря геометрии напряженного состояния литосферы. Чем богаче событиями геодинамическая история объекта, тем более высокого порядка элементы симметрии могут быть обнаружены в нем.

Список литературы

1. Белянин В. Квазикристаллы // Наука и жизнь. 2005. № 10. С. 68-76.
2. Горбачевич Ф.Ф. Акустополарископия горных пород. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1995. 204 с.
3. Горбачевич Ф.Ф., Ильченко В.Л. О взаимном влиянии элементов упругой симметрии и линейной анизотропии поглощения на распространение сдвиговых колебаний в анизотропном твердом теле // Дефектоскопия. 1997. № 5. С. 27-36.
4. Ильченко В.Л., Горбачевич Ф.Ф. Элементы упругой симметрии 3 и 5 порядка в образцах керна Кольской сверхглубокой скважины и в искусственных моделях // Тр. VI сессии РАО "Акустика на пороге XXI в." М.: Изд-во МГТУ, 1997. С. 309-312.
5. Ильченко В.Л. Распространение сдвиговых волн вдоль элементов симметрии анизотропных сред // Кристаллография-98. Сыктывкар: Геопринт, 1998. С. 67-68.
6. Минералогическая энциклопедия / К. Фрей (ред.). Л.: Недра, 1985. 512 с.
7. Петрофизика. Справочник. Кн. 1. Горные породы и полезные ископаемые / Н.Б. Дортман (ред.). М.: Недра, 1992. 391 с.
8. Шаскольская М.П. Кристаллография. М.: Наука, 1976. 391 с.
9. Шкуратник В.Л., Лавров А.В. Эффекты памяти в горных породах. Физические закономерности, теоретические модели. М.: Изд-во Акад. горных наук, 1997. 159 с.

МЕХАНИЧЕСКИ СТИМУЛИРОВАННЫЕ СТРУКТУРНО-ХИМИЧЕСКИЕ ПРЕВРАЩЕНИЯ В РЯДУ МИНЕРАЛОВ: ВОЛЛАСТОНИТ, ТИТАНИТ, ПЕРОВСКИТ

А.М. Калинин, Е.В. Калинкина

Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья КНЦ РАН, г. Апатиты

Одним из способов интенсификации физико-химических процессов в технологии минерального сырья является механическая активация (МА). Основой МА является повышение реакционной способности минералов под действием механических сил [1, 8]. Интенсивное механическое воздействие приводит к целому спектру явлений, сопровождающих разрушение и деформацию твердых частиц. Результаты релаксации структурных дефектов зачастую непредсказуемы: может возникать избыточная дефектность твердого тела, а иногда, наоборот, система начинает упорядочиваться. При этом химические последствия процессов разнообразны: от общего повышения реакционной способности до возникновения совершенно не присущих в обычном состоянии химических свойств [5]. Теории, позволяющей предсказывать изменения характеристик твердого тела при МА, пока не существует. Среди факторов, определяющих результат релаксации механического воздействия, существенную роль играет среда измельчения. Молекулы газов, сорбированные на внешней поверхности частиц, диффундируют по структурным дефектам, образованным при механическом разрушении частиц, и химически взаимодействуют с атомами твердого тела [9].

Ранее обнаружено, что при интенсивных механических воздействиях многие Са-содержащие силикатные минералы способны поглощать углекислый газ из окружающей атмосферы в количествах, сопоставимых с массой измельчаемого образца [3, 4]. При этом могут заметно изменяться физико-химические свойства активированных веществ. При механически индуцированной сорбции углекислого газа силикатами большую роль играет природа катиона металла и его доля в минерале. В данной работе с целью прояснить роль анионного радикала в исследуемом процессе выбран ряд синтетических Са-содержащих минералов: высокотемпературный псевдоволластонит CaSiO_3 – титанит CaTiSiO_5 – перовскит CaTiO_3 .

Основой структуры волластонита служит бесконечный блок, составленный из трех колонок Са-октаэдров. На него опирается «волластонитовая» цепочка из Si-тетраэдров [2]. Особенность структуры титано-силикатов, представителем которых является титанит, заключается в сочетании ассоциаций из Ti-октаэдров и кремнекислородных тетраэдров. В структуре титанита бесконечные ассоциации Ti-октаэдров соседствуют с ортотетраэдрами SiO_4 . Эта трехмерная постройка из Si-тетраэдров и Ti-октаэдров, делящих вершины, исключительно ажурна с большим количеством пустот и каналов. Объем полостей велик, так что там можно разместить крупные дополнительные катионы. Отличительная черта атомного строения перовскита – трехмерный каркас из вершинно связанных Ti-октаэдров, соответствующий радикалу $[\text{TiO}_3]^{2-}$. Структура перовскита характеризуется кубической плотнейшей упаковкой атомов кислорода с двумя типами пустот – октаэдрических и тетраэдрических. Между каждой восьмеркой соседних Ti-октаэдров формируется полость кубооктаэдрической формы, куда могут входить катионы [6]. Титанит и перовскит – перспективные источники диоксида титана в Кольском горно-промышленном регионе. Известные способы их гидрометаллургической переработки предусматривают жесткие условия вскрытия – повышенные температуры, концентрированные кислоты. В этой связи актуальным является поиск путей их эффективного разложения в мягких условиях.

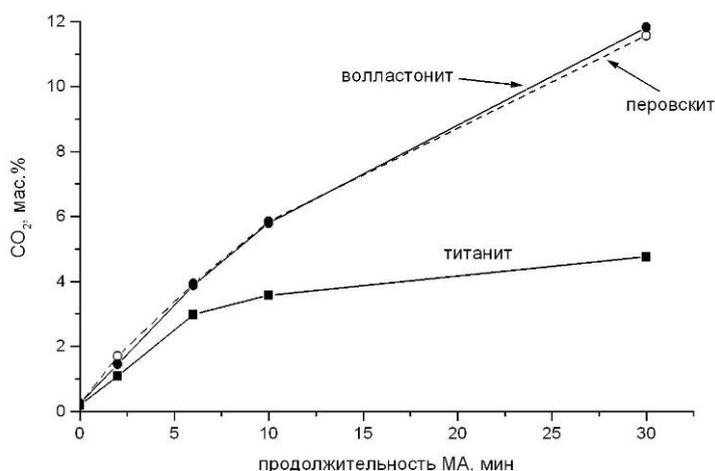


Рис 1. Зависимость степени карбонизации волластонита, титанита и перовскита (мас.% CO_2) от продолжительности МА в АГО-2 в атмосфере углекислого газа.

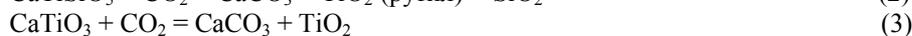
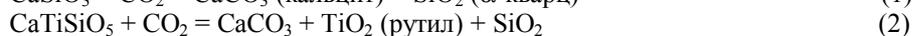
МА образцов проводили в механической агатовой ступке Fritsch (модель 2) в условиях окружающей среды при комнатной температуре и относительной влажности воздуха 30-40 %, а также в планетарной мельнице АГО-2 в воздушной среде и в атмосфере CO_2 . Для РФА использовали дифрактометр ДРОН-2 (CuK α -излучение). ИК спектры снимали в таблетках KBr на спектрометре UR-20. Содержание CO_2 в образцах определяли объемным методом с помощью экспресс-анализатора АН-7529. Удельную поверхность образцов определяли методом тепловой десорбции азота на установке FlowSorb II 2300 (Micromeritics). Волластонит и перовскит гораздо активнее поглощают углекислый газ при механических воздействиях по сравнению с титанитом. При этом степени карбонизации волластонита и перовскита практически совпадают (рис. 1, табл.). Результат подтверждает обнаруженную ранее закономерность [3] о возрастании способности минерала к поглощению CO_2 при МА с увеличением доли СаО в его химической формуле. Интересно отметить, что в результате истирания минералов

в механической агатовой ступке на воздухе в течение 36 ч степени их карбонизации за счет поглощения атмосферного CO₂ близки к значениям, соответствующим 30 мин МА в среде чистого диоксида углерода в центробежно-планетарной мельнице (табл.).

Таблица. Степени карбонизации волластонита, титанита и перовскита после 30 мин МА в АГО-2 в атмосфере CO₂ и после 36 ч истирания в механической ступке на воздухе.

Минерал	Мас. % СаО в формуле минерала	Степень карбонизации, мас.% CO ₂	
		Через 30 мин МА в АГО-2 в среде CO ₂	Через 36 ч МА в мех. ступке
Волластонит	48.3	11.8±0.5	11.0±0.5
Титанит	28.6	4.8±0.2	6.9±0.3
Перовскит	41.3	11.6±0.5	10.4±0.5

С другой стороны, степень механически индуцированной карбонизации силикатов Са и Mg тем больше, чем более отрицательной является энергия Гиббса реакции образования карбонатов из силикатов [3]. Для волластонита, титанита и перовскита эти реакции можно записать в виде:



Изменение энергии Гиббса для этих реакций при стандартных условиях ($P^0 = 0.1$ МПа, $T = 298.15$ К), рассчитанное на основе [7], составляет $\Delta_r G^0(1) = -(41.1 \pm 4.6)$, $\Delta_r G^0(2) = -(20.1 \pm 4.8)$ и $\Delta_r G^0(3) = -(48.0 \pm 3.0)$ кДж. Сопоставление величин $\Delta_r G^0$ реакций (1)–(3) с табл. свидетельствует о том, что обнаруженная тенденция соблюдается и для рассматриваемого ряда минералов. Таким образом, с точки зрения способности исследованных соединений к поглощению углекислого газа при МА подтвердились две обнаруженные ранее закономерности, установленные для силикатов Са и Mg: 1) рост механически стимулированной сорбционной способности по отношению к CO₂ с увеличением содержания кальция в химической формуле соединения; 2) взаимосвязь степени карбонизации с энергетическими характеристиками реакций перевода соединений в карбонаты.

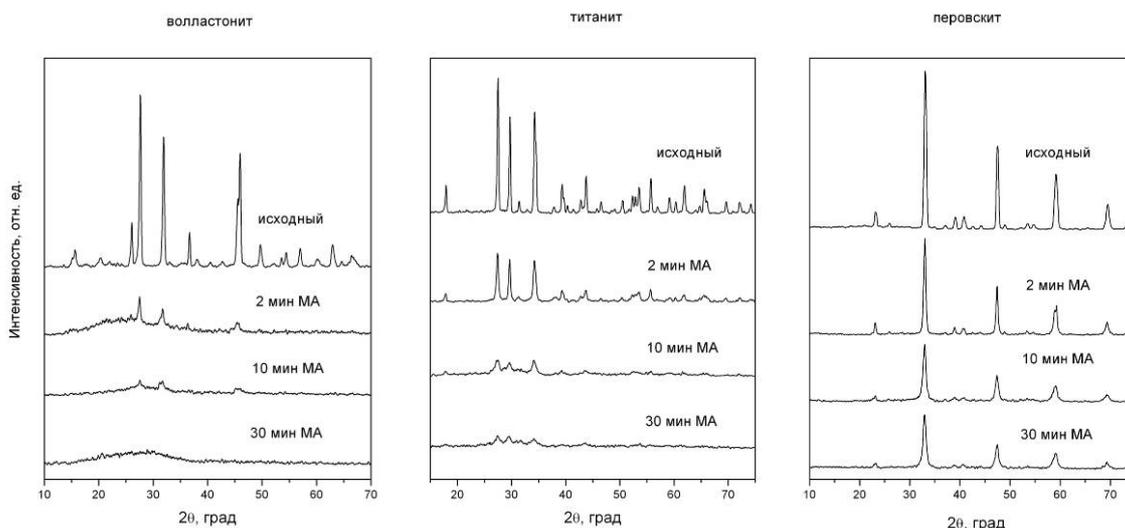


Рис. 2. Рентгенограммы исходных волластонита, титанита и перовскита и после МА в АГО-2 в воздушной среде в течение 2, 10 и 30 мин.

С учетом полученных ранее результатов [3, 4] можно сделать вывод о влиянии состава соединения на степень поглощения им CO₂ при МА. В ряду изученных минералов (силикат, титаносиликат, титанат) замена анионного радикала не оказывает существенного воздействия на механосорбцию диоксида углерода. Преобладающим фактором является природа катиона (Са, Mg), определяемая положением соответствующего металла в Периодической системе. Углекислый газ присутствует в активированных образцах в виде карбонатных ионов с искаженной геометрией. На это указывает наличие в ИК спектрах активированных образцов расщепленной полосы валентных колебаний искаженной карбонатной группы в области 1520 см⁻¹, интенсивность которой растет с увеличением времени активации. Аналогичная полоса была зафиксирована в ИК спектрах МА-образцов силикатов Са и Mg [3, 4]. Анализ рентгенограмм волластонита и титанита показал, что при механической обработке в планетарной мельнице в воздушной среде происходит значительная аморфизация минералов (рис. 2). Через

30 мин МА образцы титанита и особенно волластонита переходят в рентгеноаморфное состояние. МА перовскита в течение 30 мин приводит к заметному снижению интенсивности всех рефлексов, но полной аморфизации не наблюдается.

Изменения, которые происходят с минералами в ходе МА, по-видимому, определяются особенностями их кристаллохимии. В силикатах связь Si-O настолько прочна, что в различных типах структур кремний и ближайшие четыре атома кислорода практически не меняют относительное пространственное расположение, образуя почти правильный тетраэдр. Связи, соединяющие постройку кремнекислородных тетраэдров, менее прочны. В отличие от титанита и волластонита, структура перовскита представляет собой кристаллохимически стабильный каркас из вершинно связанных Ti-октаэдров, расположенных по узлам кубической ячейки, характеризующейся плотнейшей упаковкой атомов кислорода. Эти факторы, по-видимому, и обуславливают относительную легкость, по сравнению с перовскитом, структурных изменений в ходе МА волластонита и титанита, при которых дальний порядок нарушается, хотя SiO₄ тетраэдр остается неизменным.

Сравнение рентгенограмм перовскитов, активированных в воздушной атмосфере и атмосфере CO₂, показывает, что разрушение кристаллической структуры минерала в среде диоксида углерода более активно, но полной аморфизации не происходит. Для титанита и волластонита, по данным РФА, атмосфера на степень аморфизации воздействия не оказывает. Мы предполагаем, что в случае более устойчивой к механическим воздействиям решетки перовскита углекислый газ в результате хемосорбции на свежесформированной поверхности и проникновения в наружные слои частиц с образованием карбонатных ионов способствует стабилизации образующихся при МА дефектов, ускоряя аморфизацию образца. При МА волластонита и титанита, вероятно, преобладающим фактором является разрушение структуры под влиянием энергонапряженной механической обработки, и вклад стабилизации дефектов за счет поглощения CO₂ относительно невелик. Удельная поверхность образцов перовскита при МА в воздушной среде превышает эту величину при обработке в атмосфере CO₂, причем с увеличением продолжительности МА расхождение возрастает (рис. 3). Зависимость удельной поверхности от продолжительности МА для волластонита и титанита имеет более сложный характер. При этом степень диспергирования менее чувствительна к атмосфере измельчения.

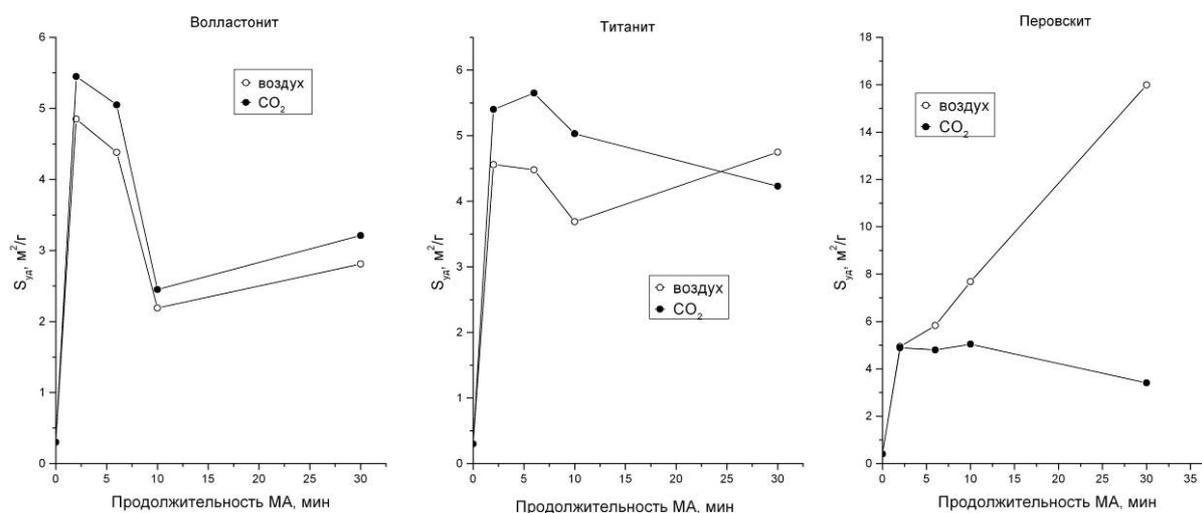


Рис. 3. Зависимость удельной поверхности волластонита, титанита и перовскита от продолжительности МА в АГО-2 в воздушной среде и в атмосфере CO₂.

Физико-химические изменения титанита и перовскита при МА согласуются со степенью их разложения 20 % азотной кислотой при условиях окружающей среды. Атмосфера МА не влияет на степень перехода титана в раствор при кислотной обработке механически активированных титанита и перовскита. Скорость кислотного разложения возрастает с увеличением удельной поверхности образцов и степени их структурных нарушений. Для титанита оба параметра слабо зависят от атмосферы МА. В случае перовскита диспергирование более эффективно в воздушной среде (рис. 3). Вместе с тем, степень аморфизации CaTiO₃ при МА выше в углекислом газе, чем на воздухе. Таким образом, при МА перовскита в воздушной среде и углекислом газе диспергирование и структурные нарушения компенсируя друг друга. В результате степень кислотного разложения перовскита не сильно зависит от среды МА. Обработка образца титанита после 30 мин МА азотной кислотой при условиях окружающей среды позволяет достичь практически 100 % извлечения титана в раствор. Для аналогичного образца перовскита степень кислотного разложения составляет 65-70 %. Эти данные согласуются с существенно большей аморфизацией титанита по сравнению с перовскитом при одинаковом подводе механической энергии (рис. 2).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 03-03-32077.

Список литературы

1. Аввакумов Е.Г. Механические методы активации химических процессов. Н.: Наука, 1986. 305 с.
2. Белов Н.В., Пуцаровский Д.Ю., Победимская Е.А. и др. Проблемы кристаллохимии силикатов // Итоги науки и техники. Кристаллохимия. Т. 14. М.: ВИНТИ, 1980. 183 с.
3. Калинин А.М., Калинкина Е.В., Васильева Т.Н. Влияние механической активации сфена на его реакционную способность // Колл. журнал. 2004. Т. 66. № 2. С.190-197.
4. Калинин А.М., Политов А.А., Болдырев В.В. и др. Исследование механической активации диопсида в среде CO₂ // Неорг. материалы. 2002. Т. 38. № 2. С. 215-220.
5. Ляхов Н.З., Болдырев В.В. Механохимия неорганических веществ // Изв. СО АН СССР. Сер. хим. 1983. Т. 12. № 5. С. 3-8.
6. Пятенко Ю.А., Воронков А.А., Пудовкина З.В. Минералогическая кристаллохимия титана. М.: Наука, 1976. 155 с.
7. Термические константы веществ. Справочник в 10 т. / В.П. Глушко (ред.). М.: ВИНТИ, 1968-1979.
8. Хайнике Г. Трибохимия. М.: Мир, 1987. 582 с.
9. Ходаков Г.С. Сорбционная механохимия твердых неорганических материалов // Колл. журнал. 1994. Т. 56. № 1. С. 113-128.

ФАЗОВЫЕ ПРЕВРАЩЕНИЯ ДИОПСИДА И ВОЛЛАСТОНИТА ПРИ ИСТИРАНИИ

А.М. Калинин, Е.В. Калинкина, Т.И. Макарова

Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья КНЦ РАН, г. Апатиты

Процессы формирования новых фаз при механической обработке минералов включают механохимический синтез, фазовые переходы и разложение веществ [1,4]. Имеется много примеров перехода нестабильных минеральных фаз в стабильные: TiO_2 (анатаз) \rightarrow TiO_2 (рутил); ZnS (вюрцит) \rightarrow ZnS (сфалерит) и др. При большой длительности механической обработки отмечены и превращения устойчивых фаз в нестабильные. В таких условиях возможно возникновение механохимического равновесия, при котором две фазы могут переходить друг в друга и сосуществовать в определенной пропорции, например, CaCO_3 (кальцит) \leftrightarrow CaCO_3 (арагонит). Характерной особенностью механически стимулированных твердофазных процессов является то, что они протекают при температурах, которые существенно ниже температур плавления исходных веществ и продуктов реакции. Определенное значение при этом имеют кратковременные высокие локальные давления и температуры при контакте частиц друг с другом и с мелющими телами. Большую роль играет энергетический фактор – преимущественно протекают процессы, сопровождающиеся максимальным выигрышем свободной энергии. В этом смысле необходимо учитывать накопленную при механической обработке энергию пластических деформаций, а также размерный фактор. В результате энергия Гиббса вещества возрастает на величину [1]:

$$\Delta G = (2\sigma V)/r + G_{\text{д}}, \quad (1)$$

где первое слагаемое учитывает размер частиц согласно формуле Томсона (V – объем вещества, σ – поверхностное натяжение, r – размер частиц), второе представляет запасенную упругопластическую энергию. При кристаллизации новой фазы, чем меньше размеры частиц исходного вещества (более развита поверхность) и больше энергии пластических деформаций накоплено в его объеме, тем термодинамически более выгоден процесс. Но механизмы таких превращений сложны и малоизучены. Ранее показано, что длительное измельчение в механической ступке диопсида $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ наряду с аморфизацией минерала сопровождается появлением в рентгенограммах образцов рефлексов α -кварца [8]. Целью данной работы является более детальное исследование структурных превращений при продолжительном истирании диопсида и волластонита CaSiO_3 .

В экспериментах использовали мономинеральную фракцию (- 0,250 + 0,125 мм) природного диопсида из Ковдорского месторождения. Содержание примесей (карбонаты, слюды) не превышало 1 %. Этот образец обозначен как Д-1. Дополнительно для проведения опытов использовали рентгеноаморфный $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ (обр. Д-2), полученный обработкой в течение 65 час кристаллического образца Д-1 в вибрационном измельчителе 75Т-ДРМ. Волластонит в форме высокотемпературного псевдоволластонита синтезировали спеканием CaCO_3 «чда» и аморфного SiO_2 «чда» (прокаленного для удаления воды при 1000 °С в течение 12 час), взятых в стехиометрической пропорции. Спекание проводили при 1200 °С в течение 10 час. Эксперименты по истиранию проводили в механической агатовой ступке Fritsch (модель 2) в условиях окружающей среды при комнатной температуре и относительной влажности воздуха 30-40 %. Начальная навеска образца составляла 5 г. Для рентгенофазового анализа использовали дифрактометр ДРОН-2 (CuK_{α} -излучение). Удельную поверхность образцов определяли методом тепловой десорбции азота на установке FlowSorb II 2300 (Micromeritics). На рис. 1 и 2 даны рентгенограммы исходных диопсида (Д-1) и волластонита, а также образцов после истирания, максимальная продолжительность которого составила 84 час. Как следует из них, на первом этапе протекает аморфизация минералов. После 60 час обработки образцы практически рентгеноаморфны. При дальнейшем истирании в рентгенограммах появляются рефлексы, соответствующие α -кварцу. Учитывая невысокую интенсивность рефлексов и их полуширину, нельзя говорить о появлении кристаллического кварца в результате длительного измельчения силиката. Речь может идти только о формировании частично упорядоченной фазы, структура которой соответствует α -кварцу.

При обсуждении результатов одним из основных является вопрос о возможности появления кварцеподобной фазы за счет самоистирания агатовых пестика и ступки. Агат – скрытокристаллическая разновидность кварца, их рентгенограммы подобны. Применение механической ступки с гарнитурой из карбида вольфрама полностью исключило бы возможность артефакта. В нашем распоряжении была механическая ступка с агатовой гарнитурой. Поэтому выполнены специальные эксперименты по определению количества намол. С этой целью проведено истирание в тех же условиях диоксида титана рутильной модификации, твердость которого по шкале Мооса составляет 6.0-6.5, что превышает твердость волластонита (4.5-5.0) и диопсида (5.5-5.0). Для сравнения, твердость кварца равна 7.0. В результате механической обработки диоксида титана в агатовой ступке в течение 80 час по данным РФА происходило лишь расширение рефлексов рутила, новых фаз не зарегистрировано. Химический анализ порошка диоксида титана показал, что содержание SiO_2 в нем не превышает 4-5 мас. %. Таким образом, в результате длительной обработки самоистирание агатовых пестика и ступки имеет место, но намол невелик. К тому же он, по-видимому, является рентгеноаморфным кремнеземом или размер частиц SiO_2 очень мал, поскольку в рентгенограмме истертого диоксида титана рефлексов новых кристаллических фаз не обнаружено.

После кислотной обработки порошка истертого волластонита раствором 0.5 М НСl (т:ж = 1:25) интенсивность рефлексов возрастает (рис. 2е). В результате взаимодействия истертого в течение 84 час волластонита с кислотой в раствор почти нацело извлекаются катионы кальция. Твердый остаток, по-видимому, представляет собой смесь гидратированного аморфного SiO₂ и новообразованной кварцеподобной фазы. Из рентгенограмм на рис. 1 и 2 следует, что новая фаза появляется только после длительного 60-часового истирания, приводящего к аморфизации. Если в качестве исходного взять заранее аморфизированный в виброистирателе образец Д-2 и поместить его в механическую ступку, то рефлексы кварцеподобной фазы в рентгенограммах проявляются значительно уже через 24-36 часов истирания (рис. 3). Важным параметром механической обработки является зависимость дисперсности вещества, количественным критерием которой является удельная поверхность, от продолжительности воздействия. На рис. 4 представлены данные по S_{уд} образцов диопсида Д-2 от времени истирания. Из сравнения рис. 3 и 4 видно, что первоначально наблюдается рост удельной поверхности, а при образовании кварцеподобной фазы S_{уд} заметно падает. Уменьшение удельной поверхности можно связать, наряду с агрегацией частиц, с увеличением размеров частиц новой фазы и их относительной плотности.

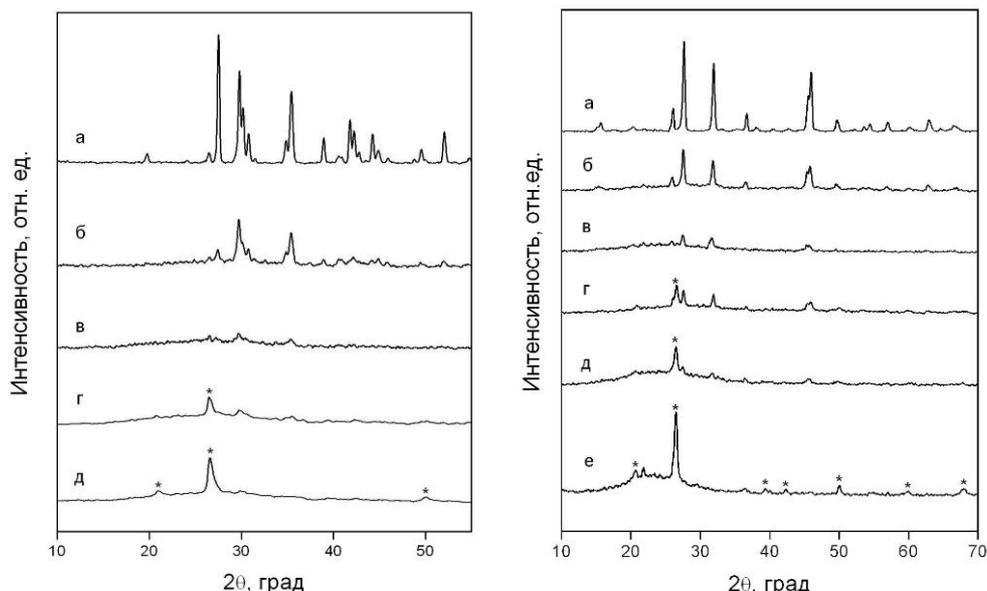


Рис. 1 (слева). Рентгенограммы диопсида (образец Д-1): а – исходный; б, в, г, д – после истирания в течение 36, 60, 72, 84 час. Звездочкой отмечены рефлексы α-кварца.

Рис. 2 (справа). Рентгенограммы образцов волластонита: а – исходный; б, в, г, д – после истирания в течение 40, 60, 70, 84 час; е – образец д после обработки кислотой. Звездочкой отмечены рефлексы α-кварца.

Диопсид и волластонит принадлежат к классу цепочечных силикатов. Их структуры основаны на бесконечных (SiO₃)_n цепочках кремнийкислородных тетраэдров, в которых два из четырех атомов кислорода являются мостиковыми. Цепи связаны между собой катионами Ca и Mg. В отличие от диопсида и волластонита, в кварце и аморфном кремнеземе присутствует исключительно мостиковый кислород, причем в кварце кремнийкислородные тетраэдры образуют правильную структуру из 6-членных непланарных колец. В аморфном кремнеземе SiO₄ тетраэдры входят в состав 4-8-членных колец, не образующих регулярной структуры. Можно предположить, что в присутствии следовых количеств влаги при истирании цепочечных силикатов протекает реакция реполимеризации, в результате которой силанольные группы образуют силоксановые мостики:



Вода выступает здесь катализатором процесса «сшивки» кремнийкислородных тетраэдров в каркасную структуру. Способность кремнийкислородного аниона к рекристаллизации по типу (2) описана и для других процессов. В экспериментах по растворимости цепочечных силикатов установлено, что волластонит, подвергнутый кислотной обработке при pH = 2 и 5, растворяется инконгруэнтно и обменивает катионы кальция на протоны с образованием силанольных групп. При этом его поверхность, обогащенная кремнием по сравнению с необработанным минералом, реконструируется. Силанольные группы за счет спонтанной реполимеризации образуют каркасную структуру 4-членных силикатных колец и области зарождающейся кристаллизации [7]. Ранее трансформация цепочечной структуры диопсида в каркасную в результате продолжительного истирания была зарегистрирована с помощью ЯМР спектроскопии высокого разрешения на ядрах Si-29 [8]. Вместе с тем, наши эксперименты (рис. 1-3) свидетельствуют о том, что наряду с реполимеризацией SiO₄ тетраэдров происходит формирование ближнего порядка, соответствующего структуре α-кварца. Согласно классификации Бюргера, с кристаллохимических позиций изменения относятся к реконструктивным превращениям во второй координа-

ционной сфере [6]. Первичный общий структурный элемент – кремнекислородный тетраэдр – сохраняется, но в результате трансформации с разрывом связей возникает новый координационный полиэдр.

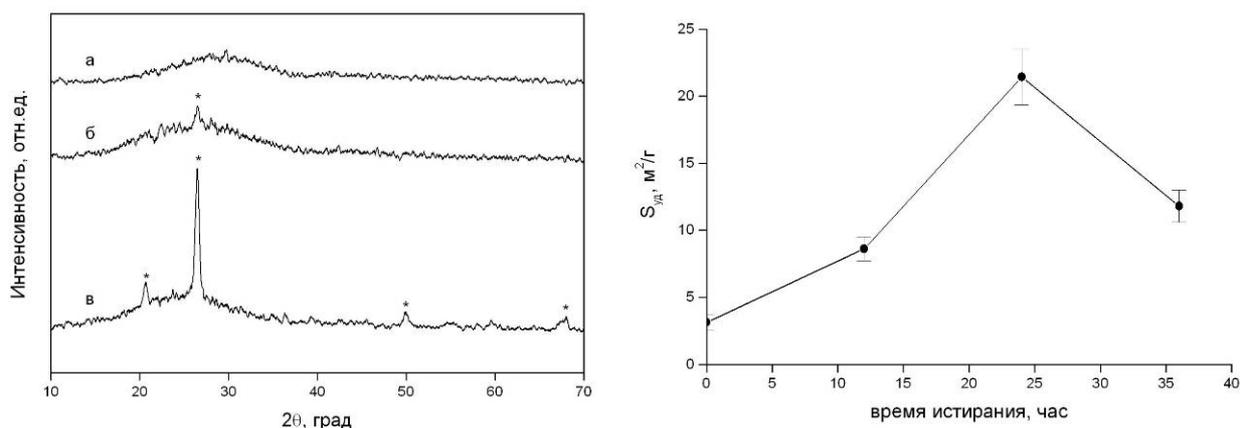


Рис. 3 (слева). Рентгенограммы предварительно аморфизированного диопсида, обр. Д-2: а – исходный; б, в – после истирания в течение 24 и 36 час. Звездочкой отмечены рефлексы α -кварца.

Рис. 4 (справа). Зависимость удельной поверхности предварительно аморфизированного диопсида (обр. Д-2) от времени истирания в агатовой ступке.

На основе измерения интегральной интенсивности основного рефлекса α -кварца (101) в рентгенограммах истертых силикатов (рис. 1-3) оценено количество новообразованной фазы. В качестве эталона использовали чистый кристаллический кварц (содержание основного вещества 99.7 %). Содержание частично упорядоченной кварцеподобной фазы после истирания 5 г исходного силиката в течение примерно 80 час достигает 5-10 об. %. Можно предположить, что с ростом содержания и размеров частиц кварцеподобной фазы будет происходить обратный процесс – нарушение структуры при механической обработке. Согласно [5], механическими воздействиями невозможно достичь полной аморфизации кварца, т.е. образования структуры аморфного кремнезема. Длительная (300 час) обработка кварца в вибромельнице приводит лишь к частичному разрушению непланарных шестичленных колец SiO_4 тетраэдров, ближний порядок при этом сохраняется. В наших экспериментах на первом длительном этапе истирания кристаллических диопсида и волластонита происходит их практически полная аморфизация и лишь затем в рентгенограммах порошков регистрируются рефлексы α -кварца. При истирании предварительно аморфизированного $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ для достижения аналогичного эффекта требуется существенно меньшее время. Не исключено, что предварительная аморфизация создает термодинамические предпосылки для образования новой фазы. В пользу этого предположения свидетельствуют следующие оценки. Образование кварца из диопсида можно представить в виде реакции



В случае, если в реакции (3) участвуют кристаллические диопсид, окерманит $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$, клиноэнстатит MgSiO_3 и кварц, то процесс термодинамически невозможен, поскольку согласно [3] ему соответствуют $\Delta_r G^\circ(298) = +(58.5 \pm 7.1)$ кДж и $\Delta_r H^\circ(298) = +(68.4 \pm 7.1)$ кДж. Как показали наши результаты, при длительном истирании диопсида в рентгенограммах порошков присутствуют только рефлексы кварца (рис. 1 и 3) и более адекватным является предположение, что аморфный диопсид разлагается на аморфные окерманит, клиноэнстатит и кристаллический кварц. В доступной литературе стандартных энергий Гиббса образования этих силикатов в аморфном состоянии найти не удалось. Вместе с тем, в [3] даны стандартные энтальпии образования аморфных диопсида и окерманита. Исходя из имеющихся данных, мы провели расчет изменения стандартной энтальпии реакции разложения аморфного диопсида на аморфный окерманит и кристаллические клиноэнстатит и кварц. Реакции (3) отвечает $\Delta_r H^\circ(298) = -(80.4 \pm 7.1)$ кДж, т.е. процесс уже экзотермический. Можно предположить, что величина $\Delta_r G^\circ(298)$ для него также отрицательна. Эта грубая оценка показывает, что аморфизация веществ может существенным образом повлиять на термодинамическую возможность превращения.

Каким можно представить себе механизм образования новой фазы при истирании силикатов? Одним из ключевых факторов здесь является характер механических воздействий в ступке. Многие исследователи признают, что в механохимическом синтезе большую, если не определяющую роль играют сдвиговые напряжения и вызываемые ими пластические деформации. Экспериментально доказано, что в условиях высокого давления рост сдвиговой компоненты значительно увеличивает выход химических реакций в смесях порошков. Именно деформация сдвига с присущими ей смещениями атомов друг относительно друга и резким возрастанием подвижности структуры в целом наиболее благоприятна для формирования новых фаз [1]. В наших экспериментах в ступке мы имеем дело именно со сдвиговыми воздействиями.

Образование кварцеподобной фазы из силикатов может происходить по модели ролика [2]. Согласно ей, зародыш фазы А, находящийся между двумя смещающимися слоями вещества АВ, рассматривается как ролик качения. При прокатке ролика за счет смещения слоев он контактирует с атомами видов А и В. Поскольку предполагается, что связи А-А в этих условиях прочнее связей А-В и время контакта атомов ($\sim 2 \cdot 10^{-12}$ с [2]) заметно больше времени перестройки электронных уровней ($\sim 10^{-13} \div 10^{-14}$ с), то атомы А успевают присоединиться к ролику. Максимальный размер и количество образующихся кристаллических частиц зависят от динамической прочности полученного вещества и возможности протекания обратной или побочных реакций в условиях механических воздействий. Определенную роль играет здесь термодинамическая возможность и, в соответствии с (1), высокая дисперсность порошков (рис. 4). Следует учитывать и каталитическое влияние воды, всегда присутствующей на поверхности образцов в условиях окружающей среды, на формирование скелета кремнийкислородных тетраэдров. Необходимо оговорить еще одно обстоятельство. Как вытекает из роликовой модели, для появления и последующего роста новой кристаллической фазы требуется наличие зародыша будущего ролика. В принципе, зародыш фазы А может появиться в результате разложения фазы АВ при механических воздействиях. В нашем случае в роли зародышей могут выступать тонкодисперсные частицы агата в виде намола.

Как отмечено во введении, в литературе описано много примеров механически стимулированного получения новых фаз при разложении соединений или в результате фазовых переходов. С этой точки зрения, обнаруженные структурные превращения являются еще одной иллюстрацией общих закономерностей. Тем не менее, особенностью полученных данных является то, что исходные соединения – силикаты – очень устойчивые тугоплавкие вещества. Сочетание давления со сдвигом в приложении к ним в условиях окружающей среды и с использованием простого аппарата может приводить к появлению кварцеподобной фазы. Подчеркнем, что речь не идет о механохимическом получении кристаллического кварца в строгом смысле. Описанные процессы трансформации силикатной матрицы помогут глубже понять природу формирования новых фаз, а также роль, которую играют в нем виды механических воздействий.

Список литературы

1. Аввакумов Е.Г. Механические методы активации химических процессов. Н.: Наука, 1986. 305 с.
2. Дремин А.Н., Бреусов О.Н. Процессы, протекающие в твердых телах под действием сильных ударных волн // Усп. химии. 1968. Т. 37. № 5. С. 898-916.
3. Термические константы веществ. Справочник в 10 т. / В.П. Глушко (ред.). М.: ВИНТИ, 1968-1979.
4. Хайнике Г. Трибохимия. М.: Мир, 1987. 582 с.
5. Шгайнике У. Механически индуцированная реакционная способность кварца и ее связь с реальной структурой // Изв. СО АН СССР. Сер. хим. 1985. Т. 8. № 3. С. 40-47.
6. Burger M.I. Phase transformations in solids. N.Y.: J. Wiley and Sons, 1951. 183 p.
7. Casey W.H., Westrich H.R., Banfield J.F. *et al.* Leaching and reconstruction at the surfaces of dissolving chain-silicate minerals // Nature. 1993. V 366. N 6452. P 253-256.
8. Kalinkina E.V., Kalinkin A.M., Forsling W. *et al.* Sorption of atmospheric carbon dioxide and structural changes of Ca and Mg silicate minerals during grinding // Int. J. Miner. Process. 2001. V 61. N 4. P 273-299.

ПЛАСТИЧНОЕ СОСТОЯНИЕ ХОЛЕСТЕРИНОВЫХ ХОЛЕЛИТОВ В ОРГАНИЗМЕ ЧЕЛОВЕКА

Л.М. Ламанова. Томский государственный университет, г. Томск

Среди холелитов около 42 % принадлежит к морфоструктурному типу фасеточных камней [1]. На первый взгляд, эти полиэдрические камни образуются по типу «пещерного жемчуга» и принимают свой облик при трении друг о друга. Есть даже гипотеза фрактального механизма их формирования [1]. Не подвергая сомнению возможность подобных схем, приведем пример из личного опыта изучения холелитов.

Для исследования был представлен холелит, извлеченный из желчного пузыря. Камень гладкий, зеленовато-желтый, размером 16 × 15 × 6 мм, полуфасеточной формы – уплощенный в виде толстой монеты, у которой «аверс» и «реверс» имеют слегка вогнутую форму. Подобные плоские округлые конкреции известны в геологии под названием монетной текстуры бурожелезистых руд. При попытке провести скальпелем черту, по которой собирались распилить холелит, он легко распался на две части. На поверхности скола отчетливо видны две зоны: наружная твердая, концентрически-зональная толщиной 1-2 мм, и внутренняя гелеобразной консистенции, в нее легко погружался скальпель на 4-5 мм. Внутренняя зона полностью раскристаллизовалась в течение 5 мин с образованием однородной замазкообразной текстуры. Через полчаса после раскристаллизации камня был проведен его рентгеноструктурный анализ (ДРОН-3, трубка с медным анодом, 25 кV, 15 мА). Выяснилось, что холелит состоит из холестерина (точнее, из 5.24-Cholesten-3 β -ol, 80 %) и пальмитата кальция. Неорганическая составляющая представлена фосфатами: бобьеритом, штрэнгитом, гидроксил-апатитом и карбонатом – фатеритом (~5 % каждого). Несмотря на крайне быструю кристаллизацию, вещество раскристаллизовано почти полностью. Слабое гало наблюдалось только в области $2\theta = 20-23^\circ$ и вызвано, видимо, неполной раскристаллизацией пальмитата кальция.

Поляризационно-оптический анализ шлифа ($\times 200$) показал, что текстура внутренней части плотная, пятнистая вследствие различной интенсивности окраски различных участков и присутствия непрозрачных скрытокристаллических округлых объектов размером < 0.01 мм, образующих скопления неправильной (округлой, иногда вытянутой) конфигурации. Размеры хорошо образованных кристаллов холестерина, слагающих холелит, резко различны – от едва различимых до 0.5 мм. Центрами кристаллизации вещества холелита были многочисленные непрозрачные мелкие округлые сгустки (возможно, бактериальной природы), не имеющие различимой структуры. Структура самого холелита неравномерно-, местами тонкозернистая, спутанно-волокнистая, радиально-лучистая и сферолитовая, реже дендритовая. Исследование аншлифа ($\times 300$) показало наличие неравномерной вкрапленности плохо образованных кристаллов гематита размером 0.002-0.005 мм и нескольких изометричных зерен желтого цвета с высоким отражением (халькопирит?), равномерно рассеянных в холелите. Отметим высокую вязкость образца, сравнимую с нефритом, при распиловке и изготовлении шлифов.

Таким образом:

1. В холелитах возможна кристаллизация не только изнутри к внешним слоям, но и наоборот.
2. Некоторые холелиты холестеринового состава имеют в организме человека гелеобразную, пластичную консистенцию. Гелеобразное состояние внутренних зон холелита может сохраняться более недели с момента извлечения из организма.
3. Кристаллизация гелеобразного холелита на воздухе при комнатной температуре протекает в течение 5 мин. В результате образуется полнокристаллический вязкий агрегат с очень тонкозернистой дендритовидной, местами сферолитовой структурой. Возможно, именно так образуются холелиты с «замазковидной» структурой (30 % случаев) [2].
4. Происхождение фасеточных холелитов может быть связано с их пластичной консистенцией, а не с абразией поверхности камней друг о друга.
5. В образовании холелитов значительная роль может принадлежать бактериям, на которых может кристаллизоваться холестерин.
6. В составе холелитов присутствует гематит и сульфиды (халькопирит?). Кристаллизация последних связана, по-видимому, с восстановительными условиями, не характерными для отложения холелитов.

Список литературы

1. Дякин В.О. Вещественный состав и морфоструктурные особенности холестериновых холелитов // Минералогия и жизнь: биоминеральные гомологии. Сыктывкар: Геопринт, 2000. С. 85-87.
2. Мелешко Т.В., Зузук Ф.В. Сферолито-дендритные структуры желчных камней // Зап. ВМО. 1989. № 2. С. 63-68.

ВЛИЯНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА, СТРУКТУРЫ И СВОЙСТВ ГРАНИТОВ НА ОБРАБАТЫВАЕМОСТЬ АЛМАЗНО-ДИСКОВЫМ ИНСТРУМЕНТОМ

В.В. Лащук¹, Т.Т. Усачева¹, Е.В. Мартынов²

¹ Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья КНЦ РАН

² Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты

На территории Северо-Западного федерального округа России наиболее распространены гранитоиды, преобладающие в объеме сырья, поступающего на камнеобрабатывающие предприятия. В настоящей работе под термином «граниты» подразумеваются кислые plutонические полевешпатовые кварцсодержащие породы, по соотношению породообразующих минералов варьирующие от лейкократовых до щелочных гранитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов и сиенитов. Эта группа пород, по сравнению с габброидами (коммерческое название «черные граниты»), отличается высокой трудоемкостью обработки алмазно-дисковым инструментом. Актуальность работы обусловлена освоением индустрией облицовочного камня (ОК) современного оборудования четвертого поколения – заводов-автоматов, основу которых составляют алмазно-дисковые поточные линии. Цель исследований – установить зависимость производительности алмазно-дискового пиления от минерального состава, структуры и свойств пород, разработать модели, позволяющие прогнозировать этот технологический показатель для новых видов облицовочных гранитов. Исходными данными послужили результаты технологических исследований ОК Мурманской обл. и Карелии, полученные сотрудниками группы облицовочного камня ИХТРЭМС КНЦ РАН в заводских условиях Мончегорского карьероуправления и Кондопожского камнеобрабатывающего комбината [1, 2], а также литературные данные [3-6] (табл. 1).

Таблица 1. Средние значения показателей минерального состава, зернистости, физико-механических свойств и производительности алмазно-дисковой обработки облицовочных гранитов Русской платформы.

Статистические характеристики	Минеральный состав ¹ , об. %				Зерни-стость, Мм D _{cp}	Физико-механические свойства			Алмазно-дисковая пилимость T _d
	Pl	Fsp	Q	mc		ρ ₀	W _п	R _{сж сух}	
Формация гранитов рапакиви (I) – 3 интрузивных комплексов (ИК ²): КРС, ВЫБ, САЛ; 9 месторождений; промысловый вид камня (эталон) - емельяновский гранит ^{**4}									
Среднее	26 ³	42	24	7	7.7	2670	0.20	171	172
Формация лейкократовых и субщелочных гранитов (II) – 4 ИК: АНА, ТОК, ТСО, УУК; 5 месторождений; эталоны: каранский и токовский граниты*									
Среднее	31	34	28	7	5.7	2630	0.20	200	162
Формация нормальных гранитов (III) – 13 ИК: МКР, УМА, БОГ, ДЕМ, БЫС, ЖИТ, КРВ, ВОЗ, БОР, КАМ, КАА, МОТ, МУР; 22 месторождения; эталоны: янцевский гранит и соколовогорский мигматит-гранит*, танский, крошнянский, коростышевский и новоданиловский граниты**									
Среднее	31	33	28	8	8.4	2660	0.25	178	171
Формации чарнокитов и гранитов, порфириовидных гранодиоритов и гранитов (IV-V) – 5 ИК: БЕР, БУК, НУК, УМБ, ЛАР; 8 месторождений; эталоны: капустинский** и жежелевский*** граниты									
Среднее	31	35	27	8	11.2	2660	0.23	155	223
Формация диоритов, гранодиоритов и гранитов (VI) – ИК: ОСН; 3 месторождения; эталон: клесовский диорит									
Среднее	38	32	18	12	10.0	2690	0.30	172	250
Формация габбро, плагиогранитов (VII) – 2 ИК: ИМП, ВОД; 3 месторождения; эталон: кашиногорский гранит									
Среднее	40	24	27	10	6.0	2670	0.11	215	153
Формации тоналитов, плагиогранитов и эндербитов (VIII-IX) – 3 ИК: ВОР и ИНГ, ТКМ; 3 месторождения; эталон: одьяврский гранит									
Среднее	34	31	27	8	8.5	2660	0.26	171	201
Всего – генеральная выборка из 9 формаций гранитоидов, 31 ИК, 53 месторождения ОК									
“Средний гранит” ³	31	34	27	8	8.4	2660	0.23	177	184
Коэф. вариации, %	26	26	19	44	43	1	42	26	22
Доверительный интервал среднего	29-33	32-37	25-28	7-9	7.5-9.4	2650-2670	0.20-0.26	164-189	171-193

Примечания: 1 – Pl, Fsp, Q, mc – содержание плагиоклаза, калиевых полевых шпатов, кварца, слюд (биотит, мусковит, хлорит) соответственно, об. %; D_{cp} – средний размер минеральных зерен, мм; ρ₀ – средняя плотность, кг/м³; W_п – водопоглощение, мас. %; R_{сж} – прочность при сжатии в сухом состоянии, МПа; T_d – производительность алмазно-дисковой пилимости, см²/мин на единицу инструмента; 2 – интрузивные (магматические) комплексы (МК): Коростенский (КРС), Выборгский (ВЫБ), Салминский (САЛ), Анатолийский (АНА), Токовский (ТОК), Тикшозерско-Соколовоозерский (ТСО), Ууксинский (УУК), Мокровомосковский (МКР), Уманский (УМА), Богуславский (БОГ), Демуриновский (ДЕМ), Быстринский (БЫС), Житомирский (ЖИТ), Кировоградский (КРВ), Вознесенский (ВОЗ), Бородинский (БОР), Каменногорский (КАМ), Кааламский (КАА), Моторинский (МОТ), Мурсульский (МУР), Бердичевский (БЕР), Букинский (БУК), Новоукраинский (НУК), Умбинский (УМБ), Лицко-Арагубский (ЛАР), Осницкий (ОСН), Импини (ИМП), Волдозерский (ВОД), Воронинский (ВОР), Ингулецкий (ИНГ), Токмацкий (ТКМ); 3 – “средний гранит” – условный гранит со средними значениям показателей генеральной выборки; 4 – группа пилимости гранитов: первая (*), вторая (**), третья (***); 5 – жирным шрифтом или курсивом выделены значения, которые превышают или ниже доверительного интервала среднего значения показателей генеральной выборки при надежности 0.95.

В изучаемой выборке наиболее представительными являются гранитоиды формации нормальных гранитов (22), менее – формаций гранитов рапакиви (9), чарнокитов и порфирированных гранитов (8), остальные формации (по 3 месторождения) представлены хуже. По комплексу показателей к «среднему» наиболее близок константиновский гранит кировоградского массива. Содержание калишпата и плагиоклаза в нем соответствует «микроклиновым гранитам», широко распространенным в Финляндии, которые П. Эскола предложил называть идеальным гранитом [7]. По степени изменчивости средних значений (коэффициент вариации, %) выделяются группы показателей: мало изменчивые – средняя плотность (1); средне изменчивые – содержание кварца, плагиоклаза, калиевых полевых шпатов, прочность при сжатии в сухом состоянии, удельная технологическая производительность алмазно-дискового пиления (18-27); изменчивые – содержание минералов группы слюд, средний размер минеральных зерен и водопоглощение (34-44). Установлена максимальная производительность алмазно-дисковой обработки следующих формационных типов гранитов: чарнокитов, гранитов и диоритов, гранодиоритов (223 и 250 см²/мин на единицу инструмента).

Генеральная выборка облицовочных гранитов Украины и Северо-Запада России систематизирована на основе классификации гранитоидных формаций Украинского и Балтийского щитов [8-10], схемы корреляции формаций для Русской платформы [11], классификации и номенклатуры кислых магматических пород [12]. Статистическая обработка показателей выполнена при помощи пакета прикладных программ «Тьетта». Показатели минерального состава, структуры, физико-механических и технологических свойств гранитов сортировались методом главных компонент (R-модификация). Для исследований выбраны наиболее важные показатели: содержание плагиоклаза, калишпата, кварца и слюдистых минералов, средний размер зерен, средняя плотность, водопоглощение, сопротивление при сжатии образцов в сухом состоянии, удельная технологическая производительность алмазно-дисковой обработки. Средний размер минеральных зерен конкретного вида гранита, устанавливался в соответствии с классификацией зернистости магматических пород по ГОСТ 9479-93. Корреляции между видами облицовочного камня по выборке показателей и их структура исследовались при помощи Q-модификации метода главных компонент. Результаты корреляционного и факторного анализа выборки показателей состава, структуры и производительности алмазно-дисковой обработки облицовочных гранитов Русской платформы даны в табл. 2. Структура взаимозависимостей в графическом виде представлена на рисунке.

В изучаемой системе показатель алмазно-дисковой пилмости связан с группой показателей минерального состава и структурно-прочностных показателей (рис.). В первой группе полевые шпаты, во второй зернистость и прочность при сжатии функционально связаны, о чем свидетельствует коэффициент корреляции, превышающий значение -0.75 (табл. 2). Тесная связь ($r = -0.56$) установлена между прочностью при сжатии и водопоглощением. Алмазно-дисковая пилмость значимо связана с зернистостью, водопоглощением, прочностью при сжатии и содержанием кварца. Метод главных компонент показал, что изучаемая система описывается четырьмя независимыми комплексными показателями. Первый и второй факторы условно можно назвать «технологическим структурно-прочностным» и «полевошпатовым». Сумма их вкладов в суммарную дисперсию составляет 57 %. Третий и четвертый факторы выражены хуже и названы «кварцевым» и «плагиоклазовым».

Таблица 2. Корреляционный и факторный анализ показателей минерального состава, зернистости, физико-механических свойств и производительности алмазно-дисковой обработки облицовочных гранитов.

Показатели ¹	Коэффициенты корреляции, r_{zn}^2									Нагрузки на факторы, ω_{zn}			
	Fsp	Pl	Q	mc	D _{ср}	ρ_0	W _п	R _{сж}	T _д	1ф	2ф	3ф	4ф
Fsp	100	-83		-44		-38				-32	79	47	
Pl		100	-27			33				37	-73		-53
Q			100	-28					-39	-44		-79	27
mc				100		61				61	-44		44
D _{ср}					100	46	-75	43		65	51	-28	
ρ_0						100				50	-54		49
W _{погл}							100	-56	33	63	32	-30	
R _{сж сух}								100	-40	-71	49	24	
T _д									100	61	32	30	-32
Вклады факторов (компонент), %										31	26	14	10
Интерпретация факторов										Технологический структурно-прочностной	Полевошпатовый	Кварцевый	Плагиоклазовый

Примечания: ¹ – обозначения показателей см. табл. 1; ² – приведены только коэффициенты корреляции и факторные нагрузки, которые увеличены в 100 раз и при $n = 53$ отличаются от 0 с надежностью 0.95 при абсолютных значениях $r_{zn}, \omega_{zn} \geq 0.27$; жирным шрифтом выделены коэффициенты корреляции и нагрузки при факторах, превышающие 0.50.

В координатах «технологического структурно-прочностного» и «полевошпатового» факторов общими являются показатели зернистости и плотности. В первом факторе прочность сонаправлена с содержаниями кварца и калишпата, производительность алмазно-дисковой обработки – с содержанием слюд и водопоглощением. Т.е. алмазно-дисковая пилмость в первую очередь зависит от прочности гранитов, содержания кварца и калишпата, во вторую – от зернистости, водопоглощения, содержания слюд, плотности и содержания плагиок-

лаза. Во втором факторе содержание калишпата сонаправлено с показателями зернистости, прочности, водопоглощения и алмазно-дисковой пилмости; а содержание плагиоклаза – с плотностью содержания слюды.

Рис. Структура взаимосвязей показателя производительности алмазно-дисковой обработки с показателями минерального состава, структуры и физико-механическими свойствами «среднего гранита». Обозначения см. табл. 1. Подчеркнуты однонаправленные показатели, сила связи: - - - слабая при $r = 0.25-0.3$ и коэффициенте связи $B = 100-130$; — удовлетворительная при $r = 0.3-0.4$ и $B = 130-160$; — хорошая при $r = 0.4-0.6$ и $B = 160-200$; = отличная при $r > 0.75$ и $B > 200$.

Анализ корреляционной матрицы показал, что в изучаемой системе показателей значимые коэффициенты корреляции ($r > 0.27$) образуют следующий ряд: содержание калишпата > прочность > водопоглощение > содержание слюды > содержание кварца. Т.е. на алмазно-дисковую пилмость гранитов влияют процессы калишпатизации (соотношение калишпата и плагиоклаза), прочность, выветрелость (водопоглощение и содержание слюды) и окварцевание (содержание кварца). Выделяются следующие линейные зависимости:

$$\rho_o = f(mc, -F_{sp}, Pl) \quad (1)$$

$$R_{сж\ c} = f(-D_{ср}, -W_{полг}) \quad (2)$$

$$T_d = f(D_{ср}, -R_{сж\ c}, -Q, W_{полг}) \quad (3)$$

Средняя плотность (1) увеличивается при повышении содержания темноцветных минералов, плагиоклаза и понижается при повышении содержания калишпата. Прочность пород зависит от структурных показателей: зернистости и водопоглощения (2). Производительность алмазно-дисковой обработки понижается при увеличении прочности, содержании кварца и увеличивается при повышении водопоглощения и увеличении зернистости (3). Найдены регрессии ($R_{мн} \geq 0.50$) алмазно-дисковой обрабатываемости от минерального состава, зернистости и прочности гранитов (табл. 3).

Таблица 3. Значимые регрессии алмазно-дисковой обрабатываемости от минерального состава, зернистости и прочности гранитов.

Показатель ($X_{ср1} \pm \sigma_1$)	Вид регрессии ¹	$R_{мн}$	F	$X_{ср2} \pm \sigma_2$	t^2	$(\sigma_2^2 / \sigma_1^2) \times 100$
Экспериментальная производительность алмазно-дискового пиления, см ² /мин на инструмент ($T_d = 184 \pm 40$)	$T_d = 222 + 4.722D_{ср} - 2.975Q$ ($t_{D_{ср}} = 3.55, t_Q = 3.17$)	0.57	12	182 ± 22	0.32	30
	$T_d = 308 - 2.731Q - 0.301R_{сж\ c}$ ($t_Q = 2.77, t_{сж\ c} = 2.83$)	0.52	9	182 ± 20	0.33	25

Примечания: ¹ – обозначения см. табл. 1; ² – сравнение средних значений расчетных $X_{ср2} \pm \sigma_2$ с экспериментальными ($X_{ср1} \pm \sigma_1$) по t-критерию при $n = 53$ и надежности $P = 0.95, t = (x_{1ср} - x_{2ср}) / \sqrt{\sigma_1^2/n_1 + \sigma_2^2/n_2}$ [13].

По обрабатываемости алмазно-дисковым инструментом облицовочные гранитоиды Кольского п-ова образуют следующий ряд: сормозерские > кузреченские > вальсейвские > винговские > одъявские [6]. Технологическая производительность обработки этих видов ОК составляет $250 > 219 > 215 > 212 > 178$ см²/мин на инструмент. Сормозерские порфиروبластические гранодиориты отнесены к III, одъявские среднезернистые плагиограниты – к II, а чарнокитовые порфиرويدные кузреченские и мелкозернистые винговские граниты – занимают промежуточное положение и отнесены к II-III категории обработки гранитов. Таким образом,

1. Методами многомерного статистического анализа для облицовочных гранитов Русской платформы выявлены основные зависимости алмазно-дисковой пилмости от минерального состава, зернистости и физико-механических свойств. Она значимо связана с зернистостью, водопоглощением, прочностью при сжатии и содержанием кварца. На производительность алмазно-дисковой обработки влияют процессы калишпатизации, выветрелости и окварцевания пород.
2. Найдены регрессии алмазно-дисковой обрабатываемости от минерального состава, зернистости и прочности гранитов.
3. Анализ выборки облицовочных гранитов Русской платформы показал, что группа трудно обрабатываемых пород содержит формации лейкократовых и субщелочных гранитов, плагиогранитов-тоналитов-эндербитов, группа средне обрабатываемых пород – формацию рапакиви, группа легко обрабатываемых пород – формации чарнокитов, порфиرويدных гранодиоритов и диоритов.
4. Граниты Мурманской обл. по степени обрабатываемости распределяются в следующей последовательности: одъявский > кузреченский > винговский > вальсейвский > сормозерский. Последние два обрабатываются легче других, отличаясь минимальным содержанием кварца и порфиرويدной структурой. В сормозерских гранодиоритах имеет место катаклаз минеральных зерен. Наиболее трудно обрабатываемый одъявский гранит является палингенно-метасоматическим. Для него характерны высокие содержания кварца и плагиоклаза, высокая плотность и прочность.

5. Схему формационных типов облицовочных гранитов Русской платформы можно использовать в качестве основы для их классификации по обрабатываемости алмазно-дисковым инструментом.

Список литературы

1. Бибииков Б.И. Обрабатываемость и основы технологической классификации облицовочного камня Кольского п-ова // Облицовочный камень Карело-Кольского региона. Л.: Наука, 1983. С.114-125.
2. Лашук В.В. Особенности абразивной обрабатываемости гранитов // Строительные и технические материалы из природного и техногенного сырья Кольского п-ова. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2001. С.114-134.
3. Облицовочные камни Советского Союза: Каталог. Ереван: Айастан, 1983. 96 с.
4. Берлин Ю.Я., Сычев Ю.И., Кипнис Л.Г. Материаловедение для камнеобработчиков. Л.: Стройиздат, 1990. 269 с.
5. Облицовочно-декоративный камень (в границах бывшего СССР): Атлас-каталог. М.: Внешторгиздат, 1993. 275 с.
6. Жиров Д.В., Лашук В.В. Облицовочный камень Мурманской обл.: Справочно-методическое пособие. Апатиты: МУП "Полиграф", 1998. 110 с.
7. Раген Э. Геология гранита. М.: Недра, 1979. 327 с.
8. Гранитоидные формации Украинского щита. К.: Наукова думка, 1984. 192 с.
9. Никольская Ж.Д., Гордиенко Л.И. Петрология и металлогения гранитоидных формаций Карелии. Тр. ВСЕГЕИ. Т. 253. СПб: ВСЕГЕИ, 1977. 152 с.
10. Эндогенные режимы и эволюция магматизма в раннем докембрии (на примере северо-восточной части Балтийского щита). СПб.: Наука, 1991. 198 с.
11. Геология, петрология и корреляция кристаллических комплексов Европейской части СССР. Л.: Недра, 1982. 224 с.
12. Классификация и номенклатура магматических горных пород: Справочное пособие. М.: Недра, 1981. 160 с.
13. Румшинский Л.З. Математическая обработка результатов экспериментов. М.: Наука, 1971. 192 с.

МАРКЕТИНГ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

В.П. Лузин. Институт экономических проблем КНЦ РАН, г. Апатиты

Изучение минерального сырья является процессом многогранным, включающим различные факторы деятельности предприятий минерально-сырьевой базы и отраслей-потребителей. Поэтому АФ МГТУ включил в учебный план 2002/03 учебного года дисциплину «Маркетинг минерального сырья» для направления 553200 «Геология и разведка полезных ископаемых». Цель – дать знания и привить навыки маркетинговой деятельности в сфере минерального сырья. Маркетинг является относительно новой наукой, его формирование началось в 20-х, а в современном виде он сложился в 70-х гг. XX в. [2]. Отраслевой маркетинг только развивается и требует определения цели, задач, функций, стратегии и инструментария, сочетание которых с другими элементами управления обеспечит прибыль предприятия и его выживание в условиях жесткой конкуренции.

Было бы неверно сводить последствия многолетнего активного вмешательства в природу только к минусам административной системы, считать результатом некомпетентного управления в сфере производства и распределения ресурсов. Россия располагает мощной сырьевой базой, но этого недостаточно, чтобы обеспечить эффективное развитие горнодобывающей, перерабатывающих и потребляющих отраслей, ориентируясь на монополию того или иного способа экономики [1]. Учитывая значение маркетинга в условиях рыночной экономики, представляется важным обучение будущих специалистов специфике маркетинга минерального сырья. Она связана с тем, что горные предприятия для производства собственной продукции не закупают, а добывают сырье на месторождении. Специфика маркетинга минерального сырья состоит в следующем [3-6].

- резкая неравномерность размещения минерально-сырьевых ресурсов на глобальном уровне и в масштабах страны; при этом крупные разведанные запасы имеют определяющее значение при формировании территориально-производственных комплексов;
- невозобновляемость месторождений и восполнение ресурсов только путем разведки новых объектов;
- значительная продолжительность и повышенная трудоемкость производственного цикла;
- ограниченное количество относительно благоприятных месторождений;
- технологические особенности при производстве горно-подготовительных и добычных работ, оказывающие существенное влияние на затраты, себестоимость и цену продукции;
- разнообразие технологий обогащения в рамках одного предприятия; пример – ОАО «Ковдорский ГОК» производит несколько видов концентратов;
- предприятия горнопромышленного комплекса производят продукцию, ассортимент которой может быть широким и узким;
- на рынке минерального сырья спрос носит вторичный характер – он возникает из-за спроса на товары, для производства которых требуется это сырье;
- потребительские свойства минерального сырья и товарной продукции горнопромышленного комплекса характеризуются разнообразием химических и физических свойств и характеристик;
- значительный объем экспортных поставок; так, российский экспорт в дальнее и ближнее зарубежье более чем наполовину состоит из промышленно-сырьевых товаров, а если добавить экспорт черных, цветных металлов и удобрений, то эта доля составит около 75 процентов.

Считается, что маркетинг – порождение рыночной экономики. Если рассматривать его роль для производства и реализации потребительских товаров, то с этим можно согласиться. В исходной точке маркетинга находится изучение потребностей потребителей, производство продукции и реализация ее на рынке. Важным условием является удовлетворение высоким качеством и разнообразием свойств товара. В административной экономике на первое место при планировании финансировании производства выходила группа А – средства производства, а группа Б – предметы потребления – финансировалась без учета потребностей населения. И тем более важно отметить, что спрос на минеральную продукцию не оставался без внимания ученых. Подтверждением тому являются исследования акад. А.В. Сидоренко: «Нас интересует, как будет расти потребление минерального сырья, какой спрос предъявит промышленность на то или другое полезное ископаемое» [6, с. 30].

Как отмечает известный экономист проф. Е.Г. Ясин, планирование практически не считало своей первоочередной задачей учитывать спрос. Оно в значительной мере создавало его, прежде всего спрос военный: «Военное производство с учетом сопряженных отраслей составляло от 40 до 60 % ВВП» [7]. Поэтому, «поглощая львиную долю лучших ресурсов, военная промышленность избавляла планирование от большей части забот по изучению спроса» [7, с. 48]. Добавим сюда закон опережающего производства средств производства, повышенный расход сырья и материалов при разработке новой продукции, обусловленный необходимостью выбирать те конструктивные материалы, которые есть, в итоге – повышенный расход сырья. В годы административной экономики понимали эту проблему. Известный эколог М.Я. Лемешев в 1970 г. говорил: «Мы добываем железную руду, чтобы делать экскаваторы, мы делаем экскаваторы, чтобы добывать железную руду. А из этого круга мало что выходит» [7, с. 49]. В свете изложенного мы приходим к выводу, что первой задачей маркетинга минерального сырья является анализ методов определения спроса на продукцию горных предприятий и выбор тех из них, которые могут быть применены в условиях рыночной экономики.

Автором разработан метод определения потребности в продукции посредством анализа контрактов (договоров) [5]. На 1 этапе проводится анализ контрактов, подписанных на сегодня с потребителями. На 2 этапе проводится анализ по контрактам, которые ранее были по каким-то причинам приостановлены или не подписа-

ны, т.е. проводится анализ потенциальных покупателей. Также проводится анализ других потенциальных потребителей, с которыми еще не были подписаны контракты и даже протоколы о намерениях. Но они должны быть учтены в стратегическом плане. Маркетологи предприятия дают анализ по потенциальным потребителям и их потребностям в продукции, а также определяют потребность в новой продукции, которая может быть востребована. После аналитической работы подписываются контракты на очередной период. Применительно к горнодобывающему предприятию рассмотренный метод позволяет определить необходимый объем продукции к поставке, например, апатитового концентрата. Далее определяется объем добычи руды. Эти данные увязываются с данными геологической службы для обеспечения запасами необходимого объема добычи руды.

К важным задачам относятся адаптация метода сегментирования рынка и вопросов качества продукции. Процесс сегментирования рынка представляется следующим образом. Рынок состоит из множества типов потребителей и товаров. Процесс разделения потребителей на группы на основе различий в характеристиках называется сегментированием рынка. Оно является важным элементом маркетинга. Сегмент рынка представляет собой группу потребителей, испытывающих потребность в определенном товаре. Предприятия концентрируют свое внимание на удовлетворении потребности одного или нескольких сегментов рынка. В процессе сегментирования составляется профиль и описание всех целевых рынков для определения наиболее привлекательных для предлагаемого предприятием товара [2]. Сегментирование рынка на примере кварца дано на рисунке.

Товар 3		×		
Товар 2			×	×
Товар 1	×			
	Радиотехнич. пром-сть	Химическая пром-сть	Ювелирная пром-сть	Индивид. потребители

Рис. Сегментирование рынка кварца: товар 1 – пьезокристаллы кварца, применяются в радиотехнике для стабилизации частоты радиоприемных устройств, товар 2 – кристаллы кварца, применяются в ювелирной промышленности и как коллекционный материал, товар 3 – кварц для плавки, применяется в химической промышленности.

Далее предстоит отбор целевых сегментов рынка. Предприятие может принять решение, исходя из следующего: концентрация на единственном сегменте; ориентация на покупательскую потребность в товаре; ориентация на группу потребителей; обслуживание нескольких сегментов; охват всего рынка. Выход на новый рынок начинается с удовлетворения потребности одного сегмента и, в случае успеха, охвата других. Результат зависит от возможностей предприятия, наиболее крупные стремятся к охвату всего рынка.

Качество продукции – важнейший показатель производства. Это степень соответствия всех характеристик и свойств товара ожиданиям потребителя с учётом цены, которую он готов заплатить. От качества сырья зависят экономические показатели предприятий. Показатели качества продукции горных предприятий могут быть следующие. *Фосфатные руды.* Их назначение – производство фосфорных удобрений, показатель качества – содержание P_2O_5 . Уровень качества: высокое > 25, рядовое 15-25, низкое менее 15 %. *Титановые руды.* Применяются в металлургии. Показатели качества: по содержанию ильменита: высокое 40-50, рядовое 20-30, низкое 10-20 %; по содержанию рутила: высокое > 5, рядовое 3-5, низкое 1.5-3. *Медные руды.* Вещественный состав: окисленные и неокисленные, содержание попутных компонентов, структурные и текстурные особенности. Качество определяется содержанием меди: высокое > 2, рядовое 1-2, низкое 0.5-1 %.

Таким образом, преподавание дисциплины «Маркетинг минерального сырья» в течение четырех лет на кафедре «Геология и полезные ископаемые» АФ МГТУ показало, что было принято верное решение по обучению будущих специалистов-геологов основам новой научной дисциплины. Маркетингу необходимо обучать всех будущих специалистов в отраслях, связанных с минеральным сырьем.

Список литературы

1. Быбочкин Н.М., Петренко А.А. Базово-сырьевые отрасли в условиях рыночных отношений // Экономист. 1991. № 2. С. 12-18.
2. Котлер Ф. Основы маркетинга. СПб.: АО «Коруна», 1994. 700 с.
3. Лузин В.П. Управление маркетингом // Север и рынок. 1999. № 1. С. 99-103.
4. Лузин В.П. Сегментация рынка облицовочных камней // Север и рынок. 2002. № 2. С. 40-43.
5. Лузин В.П. Определение потребности в продукции методом анализа контрактов // Север и рынок. 2004. № 3. С. 55-60.
6. Сидоренко А.В. Геология в 2000 г. // Проблемы минерального сырья. М.: Наука, 1975. С. 29-38.
7. Ясин Е.Г. Российская экономика. Истоки и панорама рыночных реформ: Курс лекций. М.: ГУ ВШЭ, 2003. 437 с.

ТОВАРНАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ САМОЦВЕТОВ

В.П. Лузин. Институт экономических проблем КНЦ РАН, г. Апатиты

Анализ основных направлений применения камней-самоцветов в мировой практике, классификаций камнесамоцветного сырья и самоцветов как объектов маркетинговых исследований позволяют выдвинуть маркетинговый подход к разработке классификации с ориентацией на товар и сохранением сложившейся систематики по относительной ценности [1, 4-7]. Цель составления классификации – определить важнейшие потребительские свойства, эффективность и дать рекомендации по применению камней-самоцветов в изделиях. Так, вызывает большое сомнение целесообразность применения поделочных камней для облицовки зданий, внутренних помещений и сооружений. Для облицовки из перечня самоцветов можно было бы оставить только змеевик, офиокальцит, мраморный оникс, лиственит ввиду их невысокой твердости, допускающей сравнительно легкую обработку, больших запасов месторождений и относительно небольшой цены. Разнообразие камней-самоцветов, множество их свойств, эффективность использования для изготовления различных изделий реализуется в предлагаемой товарной классификации. Ее схема выглядит так: класс – свойства – эффект. Все самоцветы целесообразно разделить на четыре класса – высший, первый, второй, третий. Основными свойствами товара с применением камней-самоцветов являются физические, эстетические и эмоциональные. Эффект предполагается рассматривать как экономический и эффект значимости камня-самоцвета и изделия с ним. В зависимости от сочетания этих двух критериев – свойства и эффект – далее приводятся рекомендации по применению камней-самоцветов. Товарная классификация представлена в виде таблицы.

Высший класс. I. Свойства: 1. Физические. Высокая твердость, оптические эффекты высшей степени (алмаз, рубин, сапфир), степень прозрачности – прозрачные, цвет. 2. Эстетические. Дизайн: оправа в драгоценном металле, элегантность, сочетание камней в одном изделии. 3. Эмоциональные. Легенды, истории, семейные предания – многочисленны и известны. II. Эффект: 1. Экономический. Эквивалент валюты, высокая цена в малом объеме, возрастание цены с течением времени, долговечность, наследование. 2. Эффект значимости. Персональное имя, крупный образец, исторические камни в государственных и частных коллекциях.

Первый класс. I. Свойства: 1. Физические. Высокая и средняя твердость, оптические эффекты (александрит, турмалин, благородный опал, лунный камень, солнечный камень, иризирующий обсидиан, авантюрин, лабрадор), прозрачность, цвет. 2. Эстетические. Дизайн: оправа в драгоценном металле, тонкая работа, сочетание различных камней в одном изделии. 3. Эмоциональные. Легенды, истории, семейные предания, привлекательные названия. II. Эффект: 1. Экономический. Высокая цена в малом объеме для отдельных камней, возрастание цены с течением времени, долговечность, наследование. 2. Эффект значимости. Крупные образцы в музеях и частных коллекциях.

Второй класс. I. Свойства: 1. Физические. Средняя, редко низкая, твердость, степень прозрачности – от прозрачных до непрозрачных, цвет, рисунок (агат и его разновидности, родонит, яшма), включения (горный хрусталь, дымчатый кварц, янтарь). 2. Эстетические. Дизайн: от небольших кабошонов до средних и крупных изделий, оправа в металле. 3. Эмоциональные. Привлекательные названия – чароит, переливт, сердолик; культовые камни – нефрит и жадеит. II. Эффект: 1. Экономический. Возрастание цены с течением времени, долговечность, наследование. 2. Эффект значимости. Крупные изделия, единственное месторождение (чароит).

Третий класс. I. Свойства: 1. Физические. Средняя и низкая твердость, степень прозрачности – от полупрозрачных до непрозрачных, цвет, рисунок. 2. Эстетические. Дизайн: средние размеры, без оправы, иногда оправа – недорогой металл. 3. Эмоциональные. Незначительны. II. Эффект: 1. Экономический. Незначительное возрастание цены, наследование. 2. Эффект значимости. Недорогие изделия для интерьера, коллекций.

На основании изложенной систематики свойств и эффектов нужно решить две задачи: отнести камни-самоцветы к определенным классам и сформулировать их применение. В некоторой степени такие физические свойства как твердость, прозрачность, цвет, форма учитывались при составлении более ранних классификаций [4-7]. Так, более высокая твердость – у камней более высоких классов; степень прозрачности изменяется от камней прозрачных в группе ювелирных до непрозрачных в группе поделочных. Цвет, в связи со значительными трудностями его систематизации, чаще играет подчиненную роль. Форма кристаллическая характерна для большинства камней ювелирной группы и практически отсутствует в других, форма скрытокристаллическая и аморфная редко присуща камням ювелирной группы и чаще встречается в группах ювелирно-поделочных и поделочных камней, но лишь для коллекционных самоцветов она имеет превалирующее значение.

Обращает внимание следующий факт – ни одна классификация не учитывает оптические эффекты, которые играют значительную роль: игра алмаза; изменение цвета в зависимости от освещения – александрит, хамелеонит (разновидность турмалина); астеризм, т.е. свечение шестилучевой звезды у рубинов и сапфиров; мерцание лунного камня и солнечного камня и др. В новой классификации оптическим эффектам уделяется должное внимание. Это заключается в том, что такие камни отнесены к высшему и первому классам. Эмоциональные свойства играют особую роль в специфике товара и должны в надлежащей степени учитываться в сбытовой стратегии. Известны легенды, истории, семейные предания, которые имеют особое значение для камней высшего и первого классов и меньшее – в других. Экономический эффект и эффект значимости необходимо принимать во внимание, это основные критерии при систематизации по маркетинговому подходу. Классификация предложена нами впервые в [3]. Она может быть применена не только в России, но и в других странах.

Таблица. Товарная классификация самоцветов.

	Высший класс - алмаз, рубин, сапфир, изумруд, жемчуг	1 класс - александрит, папараджа, благородный опал, шпинель, благородный жадеит, топаз, аквамарин, турмалин, демантоид, опал, берилл, аметист, уваровит, циркон, хризолит, хромдиопсид, бирюза, альмандин, пироп, цитрин, хризопраз, лунный камень (адуляр, беломорит), солнечный камень, иризирующий обсидиан, авантюрин, лабрадор	2 класс - агат, лазурит, нефрит, жадеит, малахит, дымчатый кварц, морион, горный хрусталь, сердолик, переливт, чароит, амазонит, родонит, обсидиан, обыкновенный опал, яшма, коралл, янтарь	3 класс - окаменелое дерево, гематит, гагат, селенит, флюорит, агальматолит, рисунчатый кремьен, змеевик, офиокальцит, мраморный оникс, лиственит
1. Свойства	Высокая твердость (10-8, кроме жемчуга), игра света (алмаз, рубин, сапфир), прозрачность (кроме жемчуга), цвет.	Высокая и средняя твердость (8.5-5), игра света (александрит, турмалин, благородный опал, лунный камень, солнечный камень, иризирующий обсидиан, авантюрин, лабрадор). Все степени прозрачности, цвет.	Средняя, редко низкая, твердость (7-2), все степени прозрачности, цвет, рисунок, включения (горный хрусталь, дымчатый кварц, янтарь).	Средняя и низкая твердость (7-2), степень прозрачности - от полупрозрачных до непрозрачных, цвет, рисунок.
Физические				
Эстетические	Дизайн: оправа в драгоценном металле, особо тонкая работа, сочетание камней.	Дизайн: оправа в драгоценном металле, тонкая работа, сочетание камней.	Дизайн: от небольших кабошонов до средних и крупных изделий, оправа в металле.	Дизайн: средние размеры, без оправы, иногда - недорогой металл.
Эмоциональные	Легенды, истории, семейные предания.	Легенды, истории, семейные предания, привлекательные названия - александрит, шпинель, аквамарин, демантоид, бирюза, лунный камень.	Привлекательные названия - чароит, переливт, сердолик. Культовые камни - нефрит и жадеит.	Незначительны.
2. Эффект	Высокая цена в малом объеме, возрастание цены с течением времени, долговечность, наследование.	Высокая цена в малом объеме для отдельных камней, возрастание цены с течением времени, долговечность, наследование.	Возрастание цены с течением времени, долговечность, наследование.	Незначительное возрастание цены, долговечность.
Экономический				
Эффект значимости	Персональное имя, крупный образец, исторические камни. Особые свойства (игра света).	Крупные образцы, особые свойства (игра света).	Единственное месторождение (чароит), крупные изделия.	Недорогие изделия.
Применение	1. Функциональное: инкрустация государственных наград и атрибутов власти. Ювелирные изделия. 2. Символическое: талисман, амулет, свой самоцвет по рождению. 3. Эквивалент валюты. 4. Техническое.	1. Функциональное: ювелирные изделия 2. Символическое: талисман, амулет, свой самоцвет по рождению. 3. Техническое.	1. Функциональное: ювелирные изделия, галантерейные изделия, украшения быта. 2. Символическое: талисман, амулет, свой самоцвет по рождению, 3. Техническое.	1. Функциональное: галантерейные изделия, украшения быта, простые сувениры. 2. Символическое: простые талисманы "на счастье". 3. Облицовка - змеевик, офиокальцит, мраморный оникс, лиственит.

Список литературы

1. Антонов Н.Г., Пессель М.А. Денежное обращение, кредит и банки. М.: Финстатинформ, 1995. 272с.
2. Лузин В.П. Календарь самоцветов России. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1996. 68 с.
3. Лузин В.П. Маркетинговые исследования камнесамоцветного сырья и изделий из него. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2001. 63 с.
4. Николаев С.М. Камни: мифы, легенды, суеверия. Н.: Наука, 1995. 352 с.
5. Рид П.Дж. Геммологический словарь. Л.: Недра, 1986. 287 с.
6. Ферсман А.Е. Рассказы о самоцветах. М.: Наука, 1974. 256 с.
7. Элуэлл Д. Искусственные драгоценные камни. М.: Мир, 1986. 160 с.

ФОРМИРОВАНИЕ СПРОСА НА РЫНКЕ ЮВЕЛИРНОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ РОССИИ

В.П. Лузин. Институт экономических проблем КНЦ РАН, г. Апатиты

Новые экономические условия заставляют искать новые подходы к управлению в экономике, разрабатывать и выводить на рынок новые товары [1]. К ним относятся также камнесамоцветное сырье и изделия из них, используемые в следующих отраслях: ювелирной, камнеобрабатывающей, строительной (облицовка зданий и сооружений), технических отраслях промышленности. Ситуация дополняется спецификой рынков. Так, в практике ювелирных и камнерезных предприятий с целью формирования спроса на продукцию принято соотносить камни-самоцветы со временем рождения человека. Это многовековая традиция, ее истоки проследить сложно. Но можно предположить, что она пришла на смену традиции приписывать камням различные мистические свойства, которая потеряла свое значение с развитием науки. Автором составлены соответствующие таблицы. Дадим пояснения к ним [2-7].

В Великобритании действует таблица камней, составленная Национальной ассоциацией ювелиров (табл. 1). В ней камни соотнесены с месяцем рождения человека. Таблица практически ничем не отличается от таблиц, составленных ранее в других европейских странах. Из недостатков отметить следующие: перечень камней не характеризует национальную базу камнесамоцветного сырья; в основном присутствуют только дорогие камни, что ограничивает возможность приобретения их людьми с небольшими доходами; приписка камней к месяцам основана лишь на цвете, чему нет достаточных логических обоснований.

Таблица 1. Таблица камней Великобритании.

Месяц	Цвет	Камень
Январь	Темно-красный	Гранат
Февраль	Фиолетовый	Аметист
Март	Бледно-голубой	Аквамарин, гелиотроп
Апрель	Бесцветный	Алмаз, горный хрусталь
Май	Ярко-зеленый	Изумруд, хризопраз
Июнь	Кремовый	Жемчуг, лунный камень
Июль	Красный	Рубин, сердолик
Август	Бледно-зеленый	Хризолит, сардоникс
Сентябрь	Темно-синий	Сапфир, лазурит
Октябрь	Пестрый	Опал
Ноябрь	Желтый	Топаз
Декабрь	Небесно-голубой	Бирюза

Календарь камней (табл. 2) рекомендован Советом ювелирной промышленности США. От предыдущего он отличен тем, что содержит графу “искусственный драгоценный камень”. Из него исключены дешевые камни, что не всегда позволяет потребителю приобрести свой самоцвет. Введение в календарь искусственных камней в предложенном виде неудобно, поскольку их названия часто не отражают существа и способны ввести покупателя в заблуждение. Известна также таблица Международной ассоциации ювелиров (табл. 3), составленная в середине XX в. При ее подготовке экспертами сделан анализ, который привел к странному выводу, что месяцу рождения человека может соответствовать только один камень, причем дорогой. Мы считаем это существенным недостатком.

Таблица 2. Календарь драгоценных камней США.

Месяц	Цвет	Природный камень	Искусственный камень
Январь	Темно-красный	Гранат	Красный корунд
Февраль	Фиолетовый	Аметист	Фиолетовый корунд, синтетический аметист
Март	Голубой	Аквамарин	Голубая шпинель
Апрель	Бесцветный	Алмаз	Бесцветная шпинель, Y-Al гранат
Май	Ярко-зеленый	Изумруд	Синтетический изумруд, зеленая шпинель
Июнь	Кремовый, зеленый (красный)	Жемчуг, александрит	Корунд с добавками, синтетический александрит
Июль	Красный	Рубин	Синтетический рубин
Август	Бледно-зеленый	Перидот	Бледно-зеленая шпинель
Сентябрь	Густо-синий	Сапфир	Синтетический сапфир
Октябрь	Пестрый, розовый	Опал, турмалин	Синтетический опал, розовый корунд
Ноябрь	Желтый	Топаз	Золотисто-желтые корунд, кварц
Декабрь	Лазурный	Бирюза, циркон	Синтетическая бирюза, лазурная шпинель

Таблица 3. Таблица камней международной ассоциации ювелиров.

Месяц	Самоцвет
Январь	Гранат
Февраль	Аметист
Март	Аквамарин
Апрель	Алмаз
Май	Изумруд
Июнь	Жемчуг
Июль	Рубин
Август	Хризолит
Сентябрь	Сапфир
Октябрь	Опал
Ноябрь	Топаз
Декабрь	Бирюза

Россия располагает значительными месторождениями ювелирных, ювелирно-поделочных и поделочных камней в следующих регионах: Урал, Кольский п-ов, Карелия, Архангельская обл., республика Саха-Якутия, Вост. Сибирь, Алтай, Дальний Восток. Как можно заметить, большая часть месторождений находится в районах Крайнего Севера. Номенклатура камней-самоцветов в разных регионах неоднородна: Урал – изумруд, хризоберилл и александрит, топаз, аквамарин, гранаты (альмандин, демантоид, уваровит), турмалин, амазонит, лунный камень, солнечный камень, циркон, горный хрусталь, аметист, цитрин, розовый кварц, дымчатый кварц и морион, хризопраз, агат, сердолик, авантюрин, переливт, жадеит, яшма, родонит, змеевик, офиокальцит; Кольский п-ов – аметист, дымчатый кварц и морион, гранат (демантоид, альмандин), амазонит, диопсид, апатит, эвдиалит, тингуаит, циркон, турмалин; Карелия – альмандин, солнечный камень, горный хрусталь, беломорит; Архангельская обл. – алмаз, агат; Якутия – алмаз, гранат (пироп), хризолит, хромдиопсид, горный хрусталь, циркон, чароит, апатит; Вост. Сибирь – аквамарин, топаз, гелиодор, опал, гранат (альмандин), турмалин, амазонит, хризолит, диопсид, аметист, агат, сердолик, яшма, лазурит, нефрит, чароит, апатит, андалузит, змеевик; Алтай – аквамарин, яшма, авантюрин; Дальний Восток – сердолик (Хабаровский край), агат и датолитовый скарн (Приморский край), обсидиан (Камчатка).

С учетом возможностей России на рынке камней нами разработан календарь самоцветов России (табл. 4). В нем заложены следующие принципы. 1. Календарь отражает собственную базу камнесамоцветного сырья. 2. Все самоцветы календаря имеют широкую популярность. 3. По вертикали самоцветы разделены по степени прозрачности. Такой подход дает широкую возможность выбора самоцветов для людей с разным достатком. В принципе цена уменьшается от прозрачных камней к непрозрачным. Некоторые самоцветы (хромдиопсид, дымчатый кварц, гранаты, лунный камень) могут иметь разную степень прозрачности, они условно отнесены к средней группе – полупрозрачным камням. 4. По горизонтали самоцветы разделены по временам года и месяцам. Это дает широкую возможность выбора самоцвета по сезону так и рождению в конкретном месяце. Отнесение камней-самоцветов к календарным периодам произведено с учетом элементов природы, характерных для конкретных времен и месяцев года, а за основу принят цвет, логически связанный с временами года. Весна предполагает переход от монотонного белого цвета зимы к разнообразию красок пробуждающейся природы. Камни лета и осени имеют разные цвета, характерные для этих времен года. Для зимы основными являются камни, которые противостоят холодам и вьюгам согревающими цветами – красным, фиолетовым, желтым.

Таблица 4. Календарь самоцветов России.

Времена года	Месяц	Самоцветы		
		Прозрачные	Полупрозрачные	Непрозрачные
Весна	Март	Аквамарин	Переливт	Яшма
	Апрель	Алмаз	Лунный камень	-
	Май	Изумруд	-	Лазурит
Лето	Июнь	Александрит	Агат	Нефрит
	Июль	-	Хризопраз	Малахит
	Август	Хризолит	Янтарь	-
Осень	Сентябрь	Турмалин	Сердолик	Родонит
	Октябрь	-	Дымч. кварц	Амазонит
	Ноябрь	Топаз	Жадеит	-
Зима	Декабрь	Горный хрусталь	Хромдиопсид	Змеевик
	Январь	-	Гранаты	Авантюрин
	Февраль	Аметист	-	Чароит

При составлении календаря учтены традиции, сложившиеся к настоящему времени в международной практике. Так, частота встречаемости камней в месяцах по таблицам других стран следующая: аквамарин – март – 13 раз; алмаз – апрель – 19; изумруд – май – 28; александрит – июнь – 2; хризолит – август – 11; турмалин – октябрь – 6; топаз – ноябрь – 36; аметист – февраль – 37; агат – июнь – 15; гранат – январь – 29, яшма – март – 20; чароит – февраль – 1. Соотношение самоцвет-месяц сохранено в российском календаре. Некоторые камни календаря встречаются и в других календарях, но соответствуют другим месяцам. В известных календарях нами не встречены самоцветы переливт, дымчатый кварц, хромдиопсид и родонит.

Зарубежные составители календарей не дают обоснованной взаимосвязи самоцвет-месяц, но представляется необходимым дать такое обоснование. В геммологической практике оно произведено нами впервые. К весне относятся камни от бесцветных до имеющих самые различные цвета и оттенки, а также игру света. Исполнение надежд и удачу приносит аквамарин. Переливт и яшма, словно предчувствуя буйство красок, своим разнообразием торопят весну. Сияние весеннего солнца усиливается алмазом, изумруд – символ зелени. Лунный камень символизирует здоровье и долголетие. Лазурит подобен чистому небу, по которому лишь изредка плывут облака. Камни лета разнообразны. Зеленый цвет успокаивает, располагает к раздумьям об изменчивости жизни. Здесь александрит, зеленый цвет которого при дневном освещении меняется на красный при искусственном. Летний камень агат, своими полосками и линиями напоминающий русское поле; как зелень травы, кустарников и деревьев – хризолит, хризопраз, малахит, нефрит. Здесь янтарь, желтым цветом он напоминает колоссящую ниву. В осеннем периоде камни отражают цветовые возможности природы. Это особенно относится

к турмалину и топазу с их разнообразием цвета. Здесь можно увидеть красную листву (сердолик); еще зеленую траву, припорошенную первым легким снегом (амазонит и жадеит); красную рябину на облетевших ветках (родонит). Осенью уже холодно, и уплывающий вдаль дым костра, давший название дымчатому кварцу, навеивает воспоминания об ушедшем лете. Зимние камни имеют палитру цвета, где можно увидеть зеленый, красный, желтый, фиолетовый. Они согревают в неуютный период года, каким является зима, пробуждают в душе желание жизни. Вьюгам и холоду противостоят теплота аметиста и чароита, искрящийся авантюрин, горный хрусталь. Разнообразие цвета гранатов (красные и зеленые) напоминает о том, что все проходит, и на смену холоду зимы обязательно придет тепло лета с его зеленью (хромдиопсид и змеевик).

Календарь самоцветов России продолжает традицию отнесения камней к месяцу рождения человека и имеет целью привлечь внимание россиян на камнесамоцветную сырьевую базу нашей страны. Кроме того, нами руководило желание дать производителю и потребителю знание о популярных российских самоцветах. Большинство предприятий предпочитает использовать камнесамоцветное сырье, которое наиболее доступно. При этом не всегда учитываются потребности покупателей. Применив календарь самоцветов России, производитель изделий и покупатель могут согласовать сделку с наибольшей эффективностью. Отметим, что в настоящее время влияние международных фирм на экономическую жизнь России возрастает. Это касается и рынка самоцветов. Ориентация на календари камней других стран вызывает экономическую зависимость, тогда как отечественные производители поставлены в условия выживания при наличии крупной камнесамоцветной сырьевой базы. В таблицах камней других стран присутствуют только дорогие камни, они зачастую не по карману российскому потребителю. Календарь самоцветов России имеет наряду с дорогими и более дешевые камни. Его применение в практической деятельности позволит товаропроизводителям успешно конкурировать на постоянно меняющемся рынке ювелирной промышленности. “Самоцветы для всех!”

Список литературы

1. Котлер Ф. Основы маркетинга. СПб.: АО «Коруна», 1994. 700 с.
2. Лузин В.П. Хранит меня мой талисман? М.: Знание, 1995. С. 76-108.
3. Лузин В.П. Календарь самоцветов России. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1996. 68 с.
4. Лузин В.П. Маркетинговые исследования камнесамоцветного сырья и изделий из него. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2001. 63 с.
5. Николаев С.М. Камни. Мифы, легенды, суеверия. Н.: Наука, 1995. 352 с.
6. Смит Г. Драгоценные камни. М.: Мир, 1984. 558 с.
7. Элуэлл Д. Искусственные драгоценные камни. М.: Мир, 1986. 160 с.

МОРФОЛОГИЯ ЧАСТИЦ МАГНЕТИТА В ПРОДУКТАХ ФЛОТАЦИИ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД ПЕЧЕНГИ

Ю.Н. Нерадовский¹, С.В. Лихачева²

¹ Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, ² ГМК Печенганикель, г. Заполярный

Печенгские вкрапленные медно-никелевые руды, поступающие на обогащение, содержат от 13 до 20 % рудных минералов, в т.ч. около 8 % сульфидов и 7 % оксидов [1]. Среди оксидов, представленных магнетитом, хромшпинелидами, ильменитом и титаномагнетитом, ведущая роль принадлежит магнетиту, он составляет более 50 %. В ходе флотации основная масса сульфидов извлекается в концентрат, но часть их не флотируется, в т.ч. и сульфиды никеля. Потери никеля с хвостами обогащения составляют 20-30 %. Часть его теряется с моноклинным пирротинном, обладающим ферромагнитными свойствами и легкой окисляемостью [2]. Ранее установлено, что он не флотируется из-за того, что магнетит образует пленки вокруг их зерен, тем самым понижая его флотационные свойства [3]. Учитывая это, авторами прослежено поведение магнетита при переработке двух различных типов руд, поступавших на обогащение на ОФ-1 «Печенганикель». Для проверки влияния магнетита на потери сульфидов в современных условиях флотационного процесса изучался массив проб за период с 25 октября по 19 ноября 2005 г.

Структуры сростания магнетита с сульфидами характеризуются сложными мелкозернистыми прожилковыми и вкрапленными формами, что не позволяет легко раскрывать сростки и освобождаться от него в процессе флотации, поэтому присутствие его в руде изначально является фактором, ухудшающим технологические свойства руды. Увеличение содержания магнетита в концентрате влечет рост концентрации железа и кислорода, что неблагоприятно сказывается на свойствах концентрата в пирометаллургическом процессе, поэтому нельзя допускать его извлечение в сульфидный концентрат.

Для оценки поведения магнетита в технологическом процессе использованы данные суточных балансов продуктов флотации в недельные периоды стабильного поступления на обогащение двух разновидностей рядовой руды – более и менее сернистой на ОФ-1 «Печенганикель». Характеристика более сернистой руды: S 2.68-3.40, среднее по периоду 3.036 %; Fe_{общ} 13.5-14.6, среднее 14.0 %; Ni 0.68-0.83, среднее 0.74 %. Характеристики менее сернистой руды: S 2.26-2.92, среднее 2.50 %; Fe_{общ} 12.7-13.3, среднее 13.0 %; Ni 0.53-0.74, среднее 0.65 %. Хвосты обогащения более сернистой руды: Ni 0.169-0.190, среднее 0.180 %, Fe_{общ} 12.6-13.7, среднее 13.0 %. Хвосты обогащения менее сернистой руды: Ni 0.180-0.222, среднее 0.197 %, Fe_{общ} 12.2-12.8, среднее 12.58 %. Анализ данных опробования показал отчетливую связь состава руд и хвостов: высокосернистая руда обогащалась лучше, меньше Ni ушло в хвосты (24.3 %), низкосернистая руда обогащалась хуже, больше Ni попало в хвосты (30.4 %).

Минералогический анализ флотационных продуктов проводился рудно-микроскопическим методом на микроскопе Ультрафот-3 (Германия) с разрешением 0.2 мкм. Из порошков сливов, концентратов и хвостов изготавливались искусственные аншлифы на основе эпоксидного клея. Эти препараты изучались в отраженном свете. Фотографии делались цифровой фотокамерой. Морфология частиц магнетита в рудах различается.

Магнетит в сливах классификаторов высокосернистой руды представлен свободными раскрытыми зернами и сростками с силикатами и сульфидами. Размеры частиц свободных зерен 0.05-0.15, размеры сростков до 0.3 мм. Морфология частиц магнетита имеет первичный характер, видимых техногенных взаимоотношений с сульфидами не наблюдается. Общее содержание магнетита составляет ~ 55 % от массы рудных.

Магнетит в концентрате высокосернистой руды представлен свободными раскрытыми зернами и сростками с сульфидами (рис. 1, 2). Размеры частиц в основном 0.02-0.01 мм. Присутствует и тонкая фракция раскрытых частиц магнетита размером менее 0.01 мм, они обнаруживают тенденцию слипания в мелкие плотные группы. Содержание магнетита в концентрате оценивается в 10 % от общей массы.

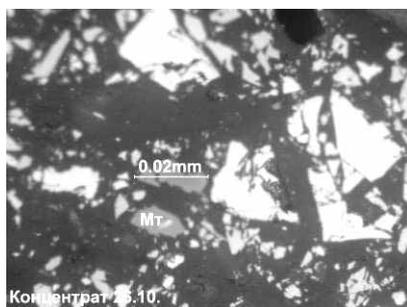
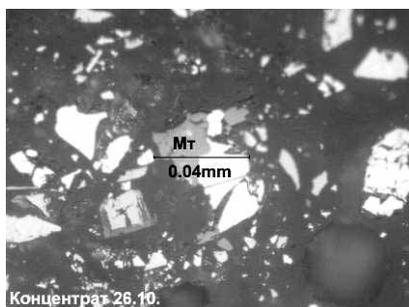


Рис. 1 (слева). Сростки магнетита Mg с сульфидами (белое) в концентрате высокосернистой руды. Частицы обломочные, техногенные, самые тонкозернистые группируются в агрегаты, где связующим звеном является магнетит.

Рис. 2 (справа). Магнетит среди сульфидов в концентрате высокосернистой руды. Зерна техногенные, в тонкозернистых агрегатах – сгустки с сульфидами.

Магнетит в хвостах высокосернистой руды представлен в основном свободными зернами размером 0.02- 0.005 мм (рис. 3). Вместе с тем, присутствует субмикроскопическая фракция частиц размером менее 0.005-0.001 мм, которая образует флоккулы и пленки вокруг пирротина и магнетита (рис. 4). Размеры частиц магнетита в оболочках вокруг пирротина менее 1 мкм, размеры флоккул около 0.01 мм. Относительное содержание магнетита в хвостах составляет около 70 % от массы рудных.

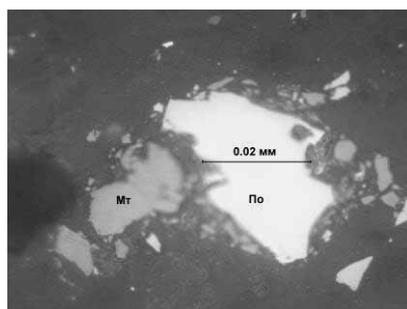
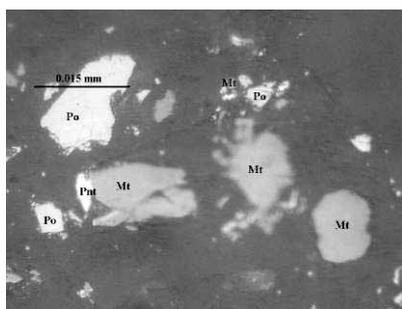


Рис. 3 (слева). Зерна магнетита и немагнитного пирротина Po в хвостах высокосернистой руды. Пирротин не обрамлен магнетитом.

Рис. 4 (справа). Взаимоотношение магнитного пирротина Po и магнетита в хвостах высокосернистой руды. Шламовые частицы магнетита образуют оболочку вокруг пирротина.

Магнетит в сливах классификаторов низкосернистой руды представлен преимущественно сростками с силикатами и сульфидами. Размеры сростков до 0.3 мм. Взаимоотношение с сульфидами типично для природных руд. Никаких признаков техногенного взаимодействия с сульфидами не наблюдается. Относительное содержание магнетита оценивается в 65 % от массы рудных. Характерно присутствие раскрытых кристаллов и округлых зерен хромшпинелидов.

Магнетит в концентрате низкосернистой руды находится в основном в свободных зернах размером от 0.15 до 0.01 мм (рис. 5). Реже присутствуют зерна 0.01-0.005 мм, которые обнаруживают признаки слипания в группы размером 0.02-0.03 мм с сульфидами. В целом морфология магнетита аналогична концентрату высокосернистой руды. Относительное содержание оценивается в 10 % от объема рудной массы.

Магнетит в хвостах обогащения низкосернистой руды представлен в основном свободными зернами и сростками с сульфидами и силикатами (рис. 6) размером 0.02-0.3 мм. Характерно также срастание магнетита с хромшпинелидами. Тонкая фракция магнетита присутствует в незначительном количестве и агрегатов не образует, общий объем магнетита 60-70 % от рудной массы хвостов.

Рис. 5 (слева). Зерна магнетита в концентрате сульфидов (белое) из низкосернистой руды. Все частицы техногенные.

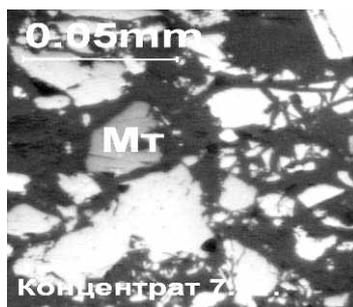
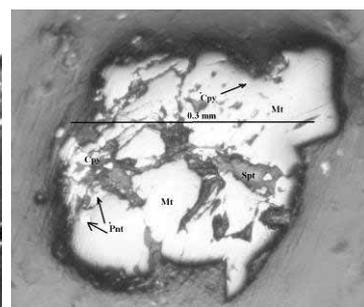


Рис. 6 (справа). Сросток магнетита с сульфидами (Pnt, Cpy) и силикатами (серое) в хвостах низкосернистой руды. Форма соответствует первичной.



Результаты исследований показали, что в сливах классификаторов независимо от разновидности руды магнетит представлен формами, характерными для природных вкрапленных руд. Техногенного взаимодействия с сульфидами не наблюдается. В концентратах магнетит находится в виде техногенных частиц, шламовая часть которых вступает в техногенное взаимодействие: частицы магнетита и сульфидов размером менее 0.01-0.005 мм слипаются в комочки, образуют с сульфидами флоккулы. Размеры частиц в них в основном менее 5 мкм. В хвостах флотации количество техногенных частиц магнетита зависит от исходного состава руды. В высокосернистой руде наблюдается активное техногенное взаимодействие шламовых частиц магнетита с пирротинном с образованием оболочек шламовых частиц вокруг более крупных частиц пирротина, а также флоккул, в составе которых пирротин и магнетит имеют одинаковые размеры. Размеры зерен магнетита в этих образованиях составляют 5-0.2 мкм и менее. В хвостах флотации низкосернистой руды шламовых частиц магнетита немного, с сульфидами они не взаимодействуют. Магнетит находится в нераскрытых сростках с сульфидами и силикатами. Возможно, здесь высока доля хромшпинели в составе магнетита. Учитывая, что в сливах много неизмельченного магнетита, возможно, будет иметь положительный эффект магнитная сепарация продукта после межцикловой флотации. Это даст возможность вывести перед основной флотацией частицы магнетита, за счет которых при тонком измельчении образуется шлам, блокирующий в дальнейшем никеленосный пирротин.

Список литературы

1. Минералогия медно-никелевых месторождений Кольского п-ова / Яковлев Ю.Н. и др. Л.: Наука, 1981. 352 с.
2. Зеленская Л.В., Волохонский А.Н., Качурина И.М. и др. Поведение моноклинного и гексагонального пирротина в процессе флотации медно-никелевых сульфидных руд // Изв. ВУЗов. Цветная металлургия. 1978. № 3. С. 11-15.
3. Максимов В.И., Блатов И.А., Маслов А.Д. и др. К проблеме повышения извлечения никеленосного пирротина из вкрапленных медно-никелевых руд // Цветные металлы. 1995. № 9. С. 67-69.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ НЕФЕЛИНА С ГИДРОДИФТОРИДОМ АММОНИЯ

Д.П. Нестеров¹, Ю.П. Меньшиков², Д.В. Макаров¹

¹ Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья КНЦ РАН, г. Апатиты

² Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты

Вовлечение в промышленное использование фтора и его химических соединений определило создание такого направления как фторидная металлургия [2, 3]. Ввиду замкнутости многих предлагаемых схем и относительно легкой регенерации реагентов фторидная металлургия в экологическом отношении достаточно безопасна. Развитие процессов фторирования идет по пути совершенствования реакций с участием фтора, фтористого водорода и фтористоводородной кислоты, применения методов физической активации реакций фтора и газообразных фторидов. Но уделяется мало внимания таким фторирующим реагентам как гидродифторид аммония. Реакционная способность NH_4HF_2 близка к безводному HF [7]. Используя в качестве фторирующего реагента NH_4HF_2 , можно синтезировать соединения с различным содержанием фтора и аммония, простые фториды большинства элементов периодической системы, а также нелетучие оксифториды [2, 3]. Довольно подробно исследованы реакции гидродифторида аммония с металлами, оксидами, некоторыми природными минералами [7]. Фторидные технологии переработки титановых, циркониевых, вольфрамовых концентратов, а также золото- и серебросодержащих руд созданы на Дальнем Востоке [2, 3]. Разработаны [8] процессы комплексной переработки небокситового сырья с получением алюминия, кремния и их соединений методами фторидной металлургии, ликвации и электролиза.

Ранее [6] нами представлены результаты фторирования силикатов магния различной структуры (форстерит, серпентиновые минералы). Целью данного исследования было определение влияния структуры каркасного силиката – нефелина на процесс фторирования и температуры синтеза промежуточных соединений. В основе структуры минералов группы нефелина лежит тетраэдрический каркас типа высокотемпературного тридимита, в котором половина атомов Si замещена Al, а полости решетки заполнены щелочными катионами, компенсирующими отрицательный заряд каркаса. Благодаря замещению кремния алюминием двухслойная плотнейшая упаковка тридимита заменяется периодичностью в 4 слоя. Наложенные друг на друга тетраэдрические сетки, как в тридимите, состоят из 6-членных колец, в разной степени деформированных в зависимости от размеров входящих в полости катионов. В нефелине кольца вокруг атомов K, расширенные до гексагональных, чередуются с овальными кольцами, сжатыми около меньших по размеру атомов Na (соотношение 1:3) [4].

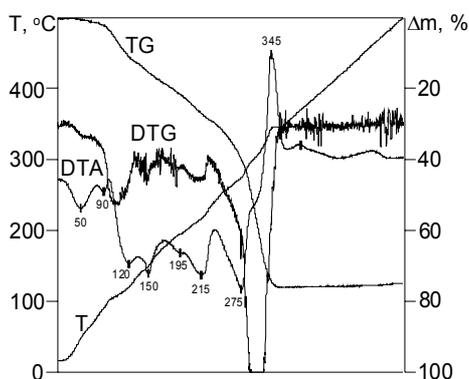


Рис. 1 (слева). Дериватограмма взаимодействия нефелина с гидродифторидом аммония в соотношении 1:7.

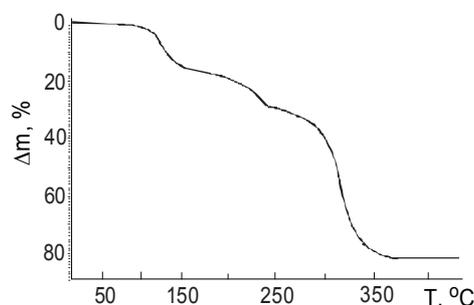
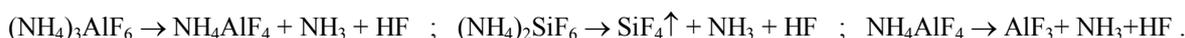
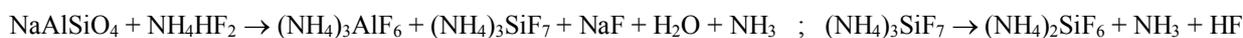


Рис. 2 (справа). Термогравиграмма взаимодействия нефелина с гидродифторидом аммония в соотношении 1:7, квазиизотермический режим.

В качестве исходного сырья использовали нефелиновый концентрат с содержанием SiO_2 44.28, Al_2O_3 29.48, Na_2O 13.28 мас. % и дважды перекристаллизованный гидродифторид аммония NH_4HF_2 марки «ч.д.а.». Реагенты в стехиометрических количествах тщательно растирали, помещали в платиновый тигель (масса навески 200-400 мг) и нагревали со скоростью 2.5-5 град/мин на дериватографе Q-1500, в динамическом и квазиизотермическом режимах. Рентгенофазовый анализ (РФА) продуктов реакции проводили на дифрактометре ДРОН-2, излучение Cu Kα. ИК спектроскопические исследования выполнены на приборе UR-20. По Э.Г. Ракову [7], алюминий образует соединения $(\text{NH}_4)_3\text{AlF}_6$, $(\text{NH}_4)_2\text{AlF}_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$, NH_4AlF_4 , а также гидроксофтороалюминаты $(\text{NH}_4)_2\text{NAI}_2\text{OF}_7$ и $\text{NH}_4\text{H}_2\text{AlOF}_4$. В [5] изучены гексафтороалюминаты со смешенными катионами $(\text{NH}_4)_2\text{MAIF}_6$ (M = Li, Na, K, Rb). Согласно [1, 3, 7, 9], схема фторирования нефелина представима в виде стадий:



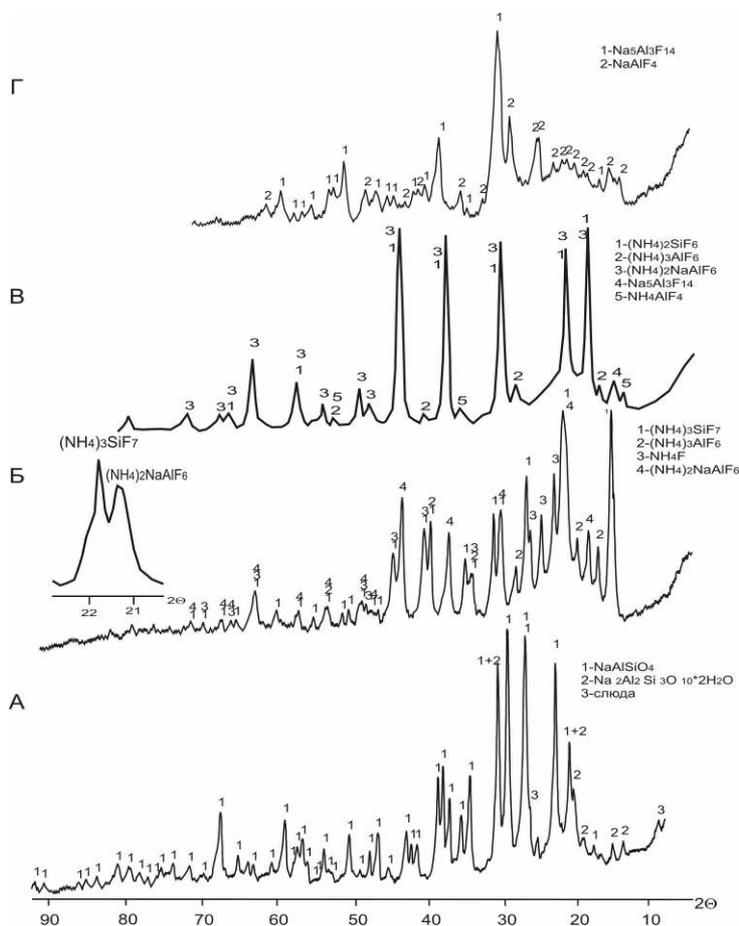
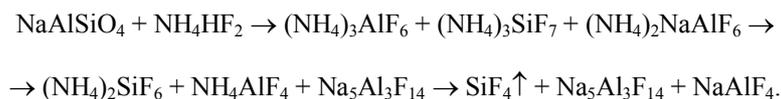


Рис. 3. Рентгенограммы исходного концентрата и продуктов реакции при изотермической выдержке при различных температурах (А – исходный концентрат, Б – 150, В – 275, Г – 360 °С).

Ожидаемая схема не подтвердилась. РФА продукта, полученного при нагревании до 500 °С, показал соединения $\text{Na}_5\text{Al}_3\text{F}_{14}$ и NaAlF_4 . На рис. 1 дана дериватограмма смеси нефелинового концентрата (состава NaAlSiO_4) и NH_4HF_2 в молярном соотношении 1:7. На кривой ДТА есть ряд эндо- и экзоэффектов. Процесс с потерей массы начался при температуре > 40 °С. Взаимодействие между реагентами идет уже при механическом растирании смеси. На термогравиметрической кривой в квазиизотермическом режиме зафиксирован ряд площадок (рис. 2). Для выяснения состава промежуточных продуктов проводили эксперименты с медленным нагревом (~ 1 град/мин) и изотермической выдержкой в течение 1.5 час при температурах 150, 245, 275, 300 и 360 °С. Опыты проводили в стехиометрическом соотношении компонентов и при двукратном избытке NH_4HF_2 . Дифрактограммы образовавшихся при температурах 150, 275 и 360 °С соединений даны на рис. 3.

По данным РФА, в состав исходного концентрата входят нефелин (основная фаза), натролит и слюда (рис. 3а). При механическом растирании смеси зафиксированы пики соединений

$(\text{NH}_4)_3\text{AlF}_6$, $(\text{NH}_4)_3\text{SiF}_7$ и NH_4F . В образце, полученном при 150 °С (рис. 3б), помимо них диагностируется $(\text{NH}_4)_2\text{NaAlF}_6$ (характеристики даны в [10]). С повышением температуры $(\text{NH}_4)_3\text{SiF}_7$ разлагается до $(\text{NH}_4)_2\text{SiF}_6$. На дифрактограмме при 275 °С зафиксированы $(\text{NH}_4)_3\text{AlF}_6$, $(\text{NH}_4)_2\text{SiF}_6$, $(\text{NH}_4)_2\text{NaAlF}_6$ и NH_4AlF_4 и $\text{Na}_5\text{Al}_3\text{F}_{14}$ (рис. 3в). По [10], NH_4AlF_4 и $\text{Na}_5\text{Al}_3\text{F}_{14}$ образуются при разложении $(\text{NH}_4)_2\text{NaAlF}_6$ в диапазоне 245-305 °С. Повышение температуры до 360 °С приводит к полному удалению аммиака с образованием $\text{Na}_5\text{Al}_3\text{F}_{14}$ и NaAlF_4 (рис. 3г). По нашим данным, взаимодействие нефелина с NH_4HF_2 может быть представлено схемой:



Список литературы

1. Макаров Д.В., Тихомирова Е.Л., Ракитин Ю.В. и др. Взаимодействие карбонатов натрия и калия с гидрофторидом аммония // ЖПХ. 2000. Т. 73. № 3. С. 362-365.
2. Мельниченко Е.И. Оксифториды и фторометаллаты аммония в химии и технологии редких металлов. Автореф. дисс. уч. ст. д.х.н. Владивосток, 1999. 47 с.
3. Мельниченко Е.И. Фторидная переработка редкометалльных руд Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 2002. 268 с.
4. Минералы. Справочник. Т. 5. Вып. 2. М.: Наука, 2003. 275 с.
5. Морозов В.Г., Попова Р.А. и др. Термические свойства аммонийсодержащих фтороалюминатов щелочных металлов // Физико-химические исследования соединений, металлов и их сплавов. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1981. С. 123-130.
6. Нестеров Д.П., Макаров Д.В., Калинин В.Т. Взаимодействие оксида и силикатов магния с гидрофторидом аммония // ЖНХ. 2006. Т. 51. № 5. С. 1-5.
7. Раков Э.Г. Фториды аммония. Неорганическая химия. Итоги науки и техники. М.: ВИНТИ, 1988. Т. 15. 156 с.
8. Римкевич В.С., Маловицкий Ю.Н., Демьянова Л.П. и др. Экспериментальные исследования процессов комплексной переработки алюмосиликатного и силикатного сырья и их технологическое применение // Комплексная переработка нетрадиционного титано-редкометалльного и алюмосиликатного сырья: современное состояние и перспективы. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2006. С. 36-40.
9. Shinn D.B., Crockett D.S., Haendler H.M. The thermal decomposition of ammonium hexafluoroferrate (III) and ammonium hexafluoroaluminate. A new crystalline form of aluminium fluoride // Inorg. Chem. 1966. V 5. N 11. P 1927-1933.

ВИЗУАЛИЗАЦИЯ ПЕРВИЧНОЙ КУСКОВАТОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД – ШАГ ОТ ЗЁРЕННОГО ПРЕДСТАВЛЕНИЯ К АНСАМБЛЕВОМУ

М.Ю. Поваренных. Отдел геологической литературы БЕН РАН, г. Москва

С появлением в руках у исследователей автоматических анализаторов изображения, автогониометров, рентгеновских микротомографов и нейтронографических анализаторов текстур (Гайдукова и др., 1989, 1991; Индутный, 2005; Никитин и др., 2001; Хозяинов и др., 1995, 1996, 1999; Heizmann, Christian, 1985; Thierry *et al.*, 1988) резко вырос интерес к стереологии горных пород, а также их теоретическому рассмотрению с использованием современного синергетического подхода и математического аппарата теорий графов и фрактальных кластеров (Войтеховский, 1994, 1996, 2003; Иванюк, 1991, 1992; Индутный, Кулик, 1982; Индутный, 1991, 1993; Маликов, 1985, 1987). Но многочисленные попытки некритично взятого из минералогии формально-симметричного подхода к изучению строения горных пород, а также рассмотрение минерального зерна в качестве единственного подлинного элемента системы «горная порода» не привели к сколько-нибудь значащим теоретическим результатам (Бродская, 1989, 1990; Бродская, Марин, 1979, 2001, 2003; Делицин, 1985, 1990; Войтеховский, 1994, 1996, 2003).

Сущностное значение макрофизиографии (надструктуры) наряду со структурой, минеральным и химическим составом горной породы до сих пор недостаточно осознаётся в современной петрографии (не в пример учёным старой школы, таким как Левинсон-Лессинг, Фёдоров, Науманн и многим другим, а также натурфилософам древности) за достаточно редкими исключениями (Белоусов, 1987, 1991; Бескин, 1981; Бескин и др. 1979; Beskin *et al.*, 1996; Васильев и др., 1972; Драгунов, 1971; Егоров, 1996; Gouanovis, Gagny, 1987; Гульбин, 1996; Забродин и др., 1986; Иванюк, 1992; Индутный, 1982, 1991; Попов, 1985; Потапьев, 1971; Садовский и др., 1979, 1981, 1982, 1983, 1999). Как было показано нами (Поваренных, 1989, 1996), первичным элементом объект-системы «горная порода есть природный минеральный парагенезис» следует считать не минеральное зерно (даже для мономинеральной породы!), а некий минимальный по размерам агрегат зёрен – её «элементарная ячейка» (или «*фрустум*») – кусок, по латыни, а явление предлагается назвать *фрустумацией*). В докладе представлены первые шаги по выявлению и визуализации фрустумов, которые были предприняты в ходе макрофизиографического петрографического анализа горных пород на основе общей теории систем Урманцева (1973, 1978, 1988, 2001). Теоретическая плодотворность подобного рассмотрения была установлена нами ранее для минералогии (Поваренных, 1988, 2002, 2002).

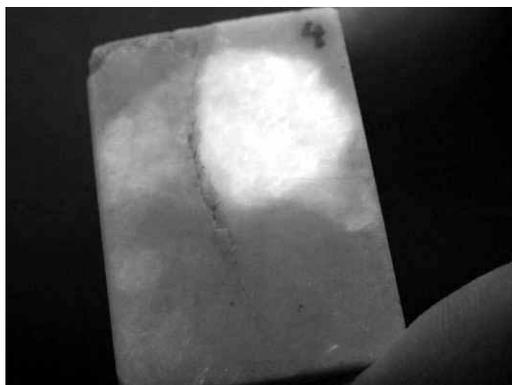


Рис. 1 (слева). Характер фрустумации при возбуждении люминесценции излучением ртутно-кварцевой лампы в Каррарском мраморе (размер около 2 × 4 см в плане).

Рис. 2 (справа). Характер фрустумации в мелко-среднезернистом амазонит-альбитовом редкометалльном граните Этыкинского месторождения (размер около 4 × 6 × 10 см в объёме).

Фрустумация горных пород была нами впервые выявлена при воздействии коротковолнового ультрафиолетового излучения ($\lambda = 254$ нм) в образцах Каррарского мрамора и других горных пород различного генезиса. Фрустумы визуализированы в: 1) первично хомогенном, метаморфизованном мелко-среднезернистом равномернозернистом, просвечивающем, нетрещиноватом статуарном кальцитовом мраморе (Каррара, Италия); 2) магматогенном среднезернистом неравномернозернистом слабо просвечивающем, слабо трещиноватом кальцитовом безрудном карбонатите (Большетагнинское ниобиевое месторождение, Саяны); 3) первично магматогенном автометасоматически изменённом мелко-среднезернистом, равномернозернистом, нетрещиноватом амазонит-альбитовом редкометалльном граните (Майкульское месторождение гранитов, Казахстан; Этыкинское танталовое месторождение, Забайкалье) а также в крупнозернистом до пегматоидного облика, равномернозернистом, нетрещиноватом альбит-амазонитовом редкометалльном граните (Этыкинское танталовое месторождение, Забайкалье, Россия); 4) в метасоматическом крупнозернистом, просвечивающем, трещиноватом датолитовом скарне Дальнегорского месторождения (Приморье); 5) первично магматогенном гидротермально изме-

нённом крупнозернистом, полупрозрачном, сильнотрещиноватом силицитовом ядре пегматита (Калба, Казахстан); 6) первично магматогенном автометасоматически изменённом средне-мелкозернистом, равномернозернистом, нетрещиноватом щелочном редкометальном граните Зашихинского тантало-ниобиевого месторождения (Восточный Саян); 7) первично осадочном крупнозернистом, просвечивающем, трещиноватом галите (Калининградское месторождение, гл. 890 м); 8) первично магматогенном автометасоматически изменённом, неравномернозернистом до порфириовидного, нетрещиноватом липарите (Тырныауз, Северный Кавказ).

Люминесцентные исследования проведены с использованием ртутно-кварцевой лампы высокого давления СВД-120 ($\lambda = 365$ нм) в качестве источника возбуждения. Фрусту́мы в каррарском мраморе (рис. 1), карбонатите из Большетагнинского месторождения и амазонит-альбитовом Этыкинском редкометальном граните (рис. 2) визуализированы по ярко-голубой люминесценции с полосой в районе 490 нм, которое может быть приписано (Gotze *et al.*, 1999) излучению кислородных комплексов. Интенсивность люминесценции в соседних фрусту́мах (тёмно-фиолетового цвета) в этих образцах была в 2-3 раза меньше, чем у фрусту́мов, визуализированных по ярко-голубому свечению (рис. 3). Фрусту́м в крупнозернистом датолитовом скарне Дальнегорского месторождения визуализирован по светло-жёлтой люминесценции двухвалентного европия с полосой в районе 445 нм и трёхвалентного церия с двумя полосами в районе 350 и 370 нм.

Характерные размеры и форма фрусту́мов в горных породах существенно различаются. Наименьшие по числу составляющих минеральных зёрен фрусту́мы из мономинеральных горных пород – датолитового скарна, галита, силицитового кварцевого ядра пегматита и мрамора: около 25-50 зёрен в сечении ($1-2 \text{ см}^2$) и около 125-300 зёрен в объёме. Фрусту́мы в кальцитовом карбонатите содержат 50-70 зёрен кальцита в срезе ($2-3 \text{ см}^2$) и около 300-450 зёрен в объёме. Около 300-500 минеральных зёрен содержат фрусту́мы из щелочного гранита (в срезе $3-4 \text{ см}^2$ и около 1000-1500 зёрен в объёме). Самые крупные фрусту́мы зафиксированы в полиминеральных горных породах – амазонит-альбитовом и пегматоидном альбит-амазонитовом гранитах. Они содержат более

1500 минеральных зёрен калиевого полевого шпата, кварца, альбита, литиевой слюды и аксессуарных колумбит-танталита и циркона в срезе ($6-10 \text{ см}^2$) и более 5000-6000 зёрен в объёме. В мелкозернистых гранитах и субвулканиках (Зашихинское месторождение, Вост. Саян; жильные фазы Этыкинского месторождения; липариты Тырнауза), претерпевших разнообразные метасоматические изменения, первичная фрусту́мация представляет собой 3-5-сантиметровые в диаметре и изометричные в плане агрегаты минеральных зёрен, в объёме нередко интерпретируемые как раскручивающиеся спирали высотой до 10 см и ориентированные по градиенту диссипации (Пригожин, 2002). Наложённые процессы (амазонитизация, альбитизация и окварцевание в гранитах, рудная минерализация колумбит-танталита, пироклора, циркона и торита в щелочном граните) наследуют границы фрусту́мов в качестве ослабленных зон и подчёркивают их своим преимущественным распространением.

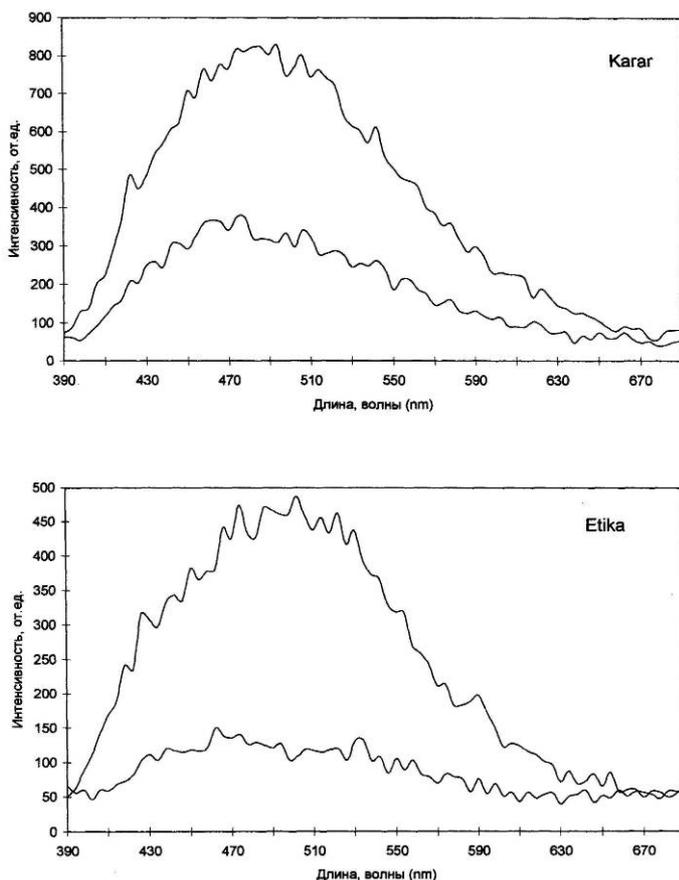


Рис. 3. Люминесценция фрусту́мов Каррарского мрамора (вверху) и мелко-среднезернистого редкометального гранита (внизу), более интенсивная – для фрусту́мов со светло-голубой, менее интенсивная – с тёмно-фиолетовой люминесценцией.

ВЛИЯНИЕ МАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ И АКУСТИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ НА ОСТАТОЧНУЮ НАМАГНИЧЕННОСТЬ ХРОМСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

В.А. Тюремнов¹, А.В. Мокрушин¹, В.Ф. Смолькин², Л.Г. Осипенко¹

¹ Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты

² Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского, г. Москва

Для исследования акустического воздействия на остаточную намагниченность хромсодержащих пород использованы образцы горных пород, отобранные из двух месторождений Кольского п-ова: Сопчеозерского [1] и Падос-тундры [2]. Первое залегает в так называемом Дунитовом блоке в зоне сочленения северо-восточной и восточной камер Мончеплутона (рис. 1). Среди вмещающих пород резко преобладают дуниты, гарцбургиты и их плагиоклазовые разновидности, между которыми существуют постепенные переходы. Для всех ультраосновных пород, относимым к типичным хромит-оливиновым кумулатам, установлен одинаковый порядок кристаллизации фаз: хромит – оливин – ортопироксен (клинопироксен) – плагиоклаз. Основная рудная масса имеет размеры зерен в пределах 0.05-1.2 мм. От убогих руд к богатым наблюдается увеличение размера зерен хромита. Главный рудный минерал месторождения – магнохромит (табл. 1). Хромиты по составу близки таковым месторождений Аганозерского (Бураковский плутон, Карелия) и Кеми (Финляндия), но выгодно отличаются повышенной хромистостью, магнизиальностью и пониженным содержанием железа. Рудная залежь хорошей сохранности, не изменена метаморфическими процессами. Пострудное изменение хромита наблюдается лишь вблизи тектонических зон, где появляется интенсивная трещиноватость, серпентинизация и растворение раннего хромита вдоль секущих трещин и по периферии зерен с образованием оболочек феррохромита и магнетита.

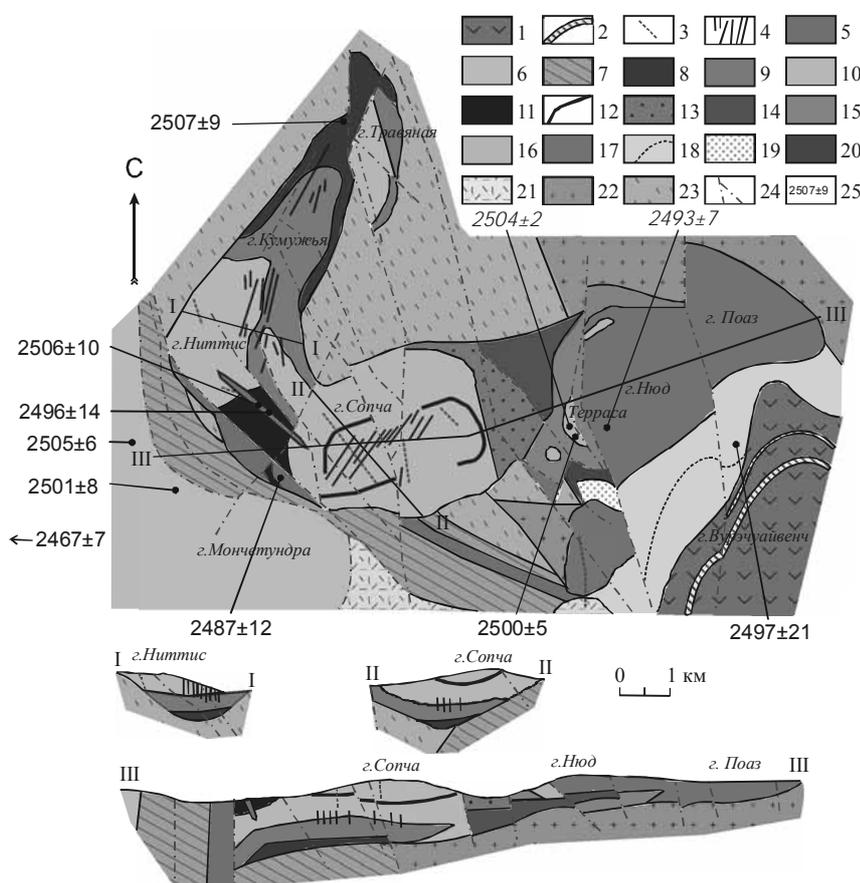


Рис. 1. Схема геологического строения Мончеплутона с U-Pb возрастом пород (Смолькин и др., 2004).

1-2 – метавулканисты (1), кварциты и сланцы (2) кукшинской и сейдореченской свит Имандра-Варзугской зоны; 3 – дайки метаделеритов, лампрофиров; 4 – сульфидные жилы рудных полей НКТ и Сопча; 5 – дайки габбро, меланоноритов, ортопироксенитов; 6 – габбронориты, анортозиты Мончеплундровского массива; 7 – бластокатаклазиты по габброидам; 8 – гарцбургиты и породы придонной зоны НКТ; 9 – переслаивание гарцбургитов, оливиновых ортопироксенитов и ортопироксенитов; 10 – ортопироксениты; 11 – дуниты, плагиодуниты и хромититы Дунитового блока; 12 – рудный пласт “330” г. Сопча; 13 – плагиоортопироксениты; 14 – меланонориты; 15 – оливиновые нориты, гарцбургиты; 16 – породы “критического” горизонта г. Нюд; 17 – нориты; 18 – метагаббронориты, габбро и анортозиты предгорья Вурчуйвенч и платиноносный горизонт; 19 – амфиболлизированные габбро и 20 – диориты 10-ой аномалии; 21-23 – вулканисты кислого состава г. Арваренч (21), диориты, гранодиориты (22), биотитовые, гранат-биотитовые, амфиболовые и высокоглиноземистые гнейсы, мигматиты (23) архейских комплексов; 24 – тектонические нарушения; 25 – изотопный U-Pb возраст интрузивных и дайковых пород по циркону и бадделелиту.

Падос-тундра относится к Нотозерскому комплексу массивов, представленных дунитами, гарцбургитами и серпентинитами, широко развитыми на северо-западе Беломорского блока. Массив сложен чередующимися дунитами, гарцбургитами, ортопироксенами, а также серпентинитами и амфиболитами. По данным микромагнитной съемки масштаба 1:1000 выделены локальные неоднородности поля различной природы и в южной части массива они оказались связаны с хромитовым оруденением (рис. 2), представленным столбообразными и линзовидными телами среди вмещающих дунитов, гарцбургитов и ортопироксенитов. Для изучения магнитных характеристик из обнажений и горных выработок отобраны образцы оруденелых пород и руд. Анализ результатов позволил условно разделить их на две группы (табл. 2). Первая объединяет раннемагматические руды сегрегационного типа с содержанием хромшпинелидов от 35-40 до 80-95 %, Cr₂O₃ от 13-19 до 38-42 %. Для хромшпинелидов этой группы характерен большой диапазон колебаний размеров зерен (от 0.05 до 2.0 мм) и неоднородно-зональное строение. Эту группу разделяют на две подгруппы: одну, представленную хромшпинелидами

из бедной вкрапленной руды ($\chi = 213 \cdot 10^{-3}$ СИ, $In = 54$ А/м) и вторую, состоящую из богатой (сплошной) хромитовой руды, по магнитным свойствам делящуюся на два типа: 1 – $\chi = 18 \cdot 10^{-3}$ СИ, $In = 11$ А/м; 2 – $\chi = 488 \cdot 10^{-3}$ СИ, $In = 885$ А/м. Хромшпинелиды этой подгруппы отличаются от предыдущей большим содержанием Al и Mg, но меньшим Cr. По отношению Mg к Fe^{2+} они относятся к железомagneзиальной серии.

Таблица 1. Химический состав и физические свойства хромитов Кольского п-ова.

Компоненты, мас. %	Сопчеозерский тип Обр. № 266	Падоский тип Обр. № 19
Cr ₂ O ₃	<u>57,26</u> 46,9-61,19	<u>31,18</u> 16,26-42,24
Al ₂ O ₃	<u>12,25</u> 6,7-15,8	<u>3,04</u> 0,09-11,41
Fe ₂ O ₃	<u>2,30</u> 1,02-8,08	<u>31,61</u> 21,77-46,93
MgO	<u>13,05</u> 4,6-17,24	<u>4,10</u> 1,00-7,07
FeO	<u>13,59</u> 7,03-23,27	<u>24,39</u> 18,45-30,80
TiO ₂	<u>0,22</u> 0,02-0,76	<u>0,25</u> 0,10-0,61
NiO	<u>0,4</u> 0,20-0,60	<u>0,12</u> 0,03-0,63
Физические свойства	Сопчеозерский тип Обр. № 266	Падоский тип Обр. № 19
σ , г/см ³	<u>3,11(13)</u> 2,75-3,36	<u>3,21(19)</u> 2,86-4,53
$\chi \cdot 10^{-3}$ СИ	<u>0,65(13)</u> 0,4-1,2	<u>102(52)</u> 0,58-582,0
In, А/м	<u>6,4(59)</u> 0,6-10,2	<u>119,3(52)</u> 0,5-1600

Вторую группу составляют хромшпинелиды из густовкрапленных и сплошных руд, более поздние, чем руды первой группы. По содержанию Cr₂O₃ (27.96 %) и его соотношению с Fe руда бедная с повышенным содержанием Mn и низким Ti. По магнитным параметрам она близка ко второму типу ($\chi = 476 \cdot 10^{-3}$ СИ, $In = 890$ А/м). Руды Падос-тундры содержат хромшпинелиды зонального строения и пористой структуры. Центральная часть сложена железистым алюмохромпитом с высокой концентрацией Cr. К периферии состав меняется до магнезиального ферроферрихромита с низкой концентрацией Cr. Широкие пределы изменения магнитных параметров руд объясняются содержанием магнетита. Он проявляется в виде редкой вкрапленности зерен и сростков, а также микропрожилков, вытянутых по сланцеватости. Т.к. нодулы хромита практически немагнитны, то изменчивость магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности объясняется количеством, размерами и морфологическим типом магнетита.

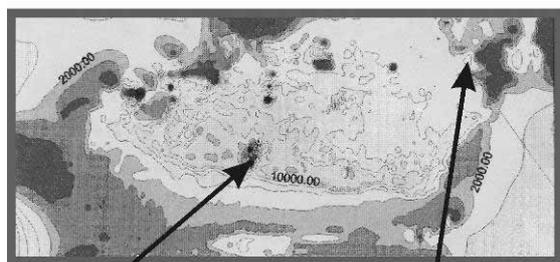


Рис. 2 (слева). Фрагмент карты магнитного поля М 1:1000.

Таблица 2. Физические свойства хромитовых руд Падос-тундры.

Группы	σ , г/см ³	$\chi \cdot 10^{-3}$ СИ	In, А/м
I	<u>3,45(30)</u>	<u>0,58-70,2</u>	<u>0,4-50,0</u>
	3,04-4,32	27,0	22,0
II	<u>3,29</u>	<u>204,0</u>	<u>252,0</u>
	3,01-4,53	59,5-582,0	24-1600

Для моделирования напряженно-деформированного состояния горных пород нами создавалось волновое поле акустических колебаний в диапазоне от 25 кГц до 10 МГц. С этой целью использовались стандартные пьезоэлектрические датчики, задающий генератор импульсов ГИ-1. Контроль за изменением вектора остаточной намагниченности осуществлялся с помощью астатического магнитометра МАЛ-036. Установлено, что хромиты Сопчеозерского месторождения с относительно пониженными магнитными параметрами обладают стабильной компонентой остаточной намагниченности (рис. 3 а). Для вкрапленной руды с содержанием оливина до 40 и хромита до 55 % (обр. СМ 16, рис. 3 б) изменения остаточной намагниченности в размагничивающих и намагничивающих полях существенно различаются по сравнению с дунитами, содержание хромита в которых около 7, а оливина 85 % (обр. СМ 15, рис. 3 б). Под влиянием акустических воздействий изменение ОН составляет не больше 10 % от первоначальной величины. Более контрастные изменения In отмечаются для хромсодержащих

пород Падос-тундры. Нами изучались образцы из метаморфизованных пород (обнажение 271/1) и сильно метаморфизованных дунитов (обнажение 263/1, табл. 3).

Таблица 3. Магнитные характеристики хромсодержащих дунитов Падос-тундры.

№ обнажения	Породы	$\chi \cdot 10^{-3}$ СИ	I_n , А/м	Кол-во образцов	Содержание рудных
263/1	Дуниты, сильно метаморфизованные	$\frac{67}{43-104}$	$\frac{271}{60-466}$	13	5-10
271/1	Дуниты, метаморфизованные	$\frac{35}{16-57}$	$\frac{24}{5-39}$	19	10-15

В размагничивающих полях до 100 Э для этих образцов отмечается крутой спад I_n с последующим плавным уменьшением (рис. 4). В намагничивающих полях I_n обр. 263/1 достигает своего насыщения значительно раньше, чем для обр. 271, при этом для обоих образцов отмечается четкая ступень, характеризующая уменьшение I_n при частотах от 1 МГц и выше. При многократном воздействии постоянного поля ($H=2$ Э) наблюдается уменьшение I_n , особенно резкое при частоте 1 МГц (рис. 5). Но при последующем размагничивании отмечается увеличение намагниченности, а не ожидаемое уменьшение ее величины (рис. 6). Общей закономерностью является увеличение намагниченности на всех частотах в размагничивающих полях, которая может достигать 20 и более процентов. При этом отмечается значительное изменение I_n по величине и направлению (на $\sim 180^\circ$) в системе координат образца.

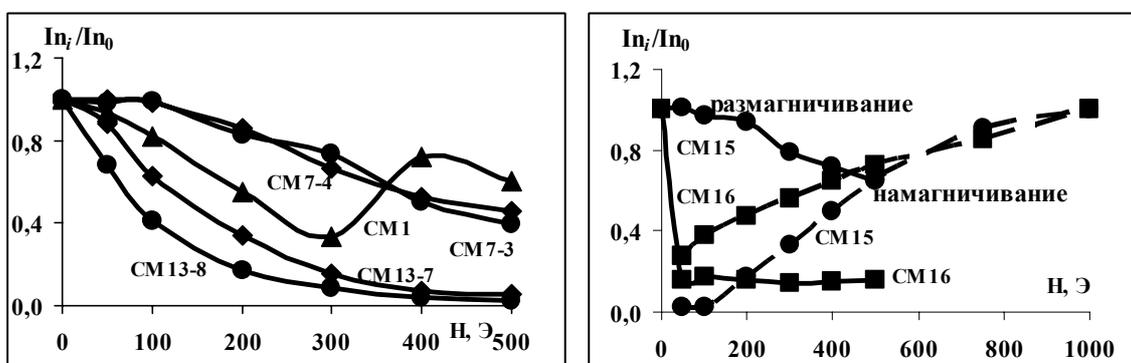


Рис. 3. Изменения остаточной намагниченности хромсодержащих пород Сопчеозерского месторождения в переменных (а) и постоянных (б) полях.

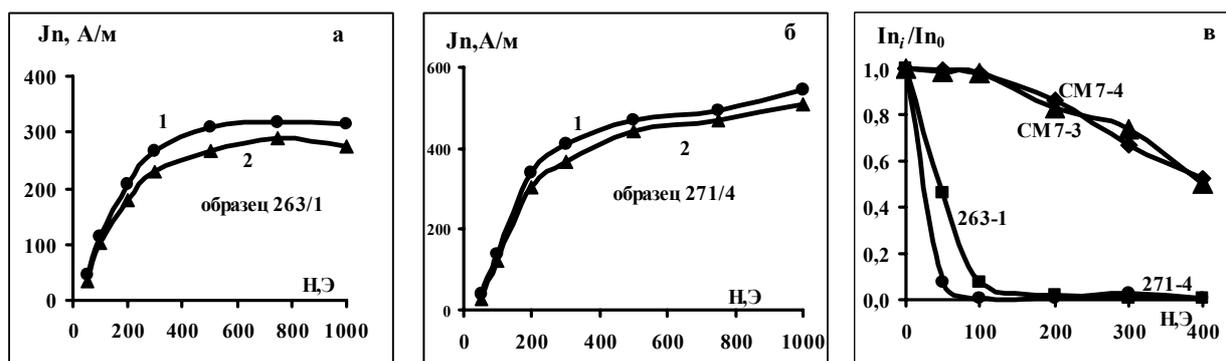


Рис. 4. Изменения ОН в намагничивающих полях (а, б) при частотах 0-100 (кривая 1) и 1-10 МГц (кривая 2) и размагничивающих полях (в) для пород Падос-тундры (обр. 263-1, 271-4) и Сопчеозерского месторождения (обр. СМ7-4, СМ7-3).

Таким образом, наши эксперименты показывают, что изменение намагниченности горных пород может происходить не только под влиянием магнитных тепловых полей и давления, но и под влиянием акустических колебаний сравнительно небольшой интенсивности. Основным причиной изменения намагниченности в различных условиях эксперимента является механизм доменного взаимодействия. Этот механизм объясняет изменения намагниченности под влиянием физических полей и механических нагрузок [3,4]. Проведенные наблюдения позволяют предполагать, что намагниченность горных пород меняется не только за счет смещения доменных стенок, но и в результате поворота спонтанной намагниченности (как обратимого, так и не обратимого). Эти процессы в горных породах, как в не простом структурно-вещественном ансамбле оценить практически не возможно. Поэтому, тонкие механизмы спин-фонноного взаимодействия в дальнейшем необходимо изучать на однородном минеральном материале с привлечением современных нано технологий.

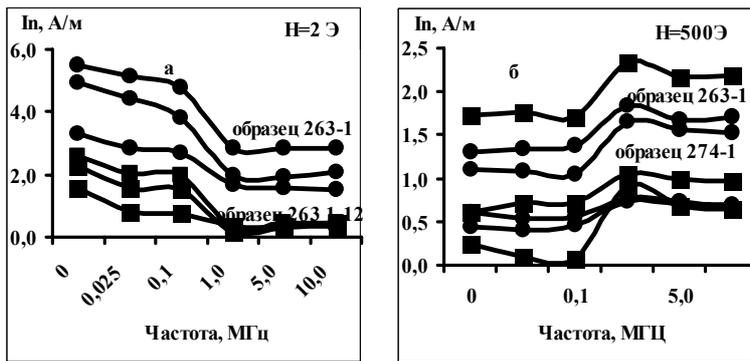
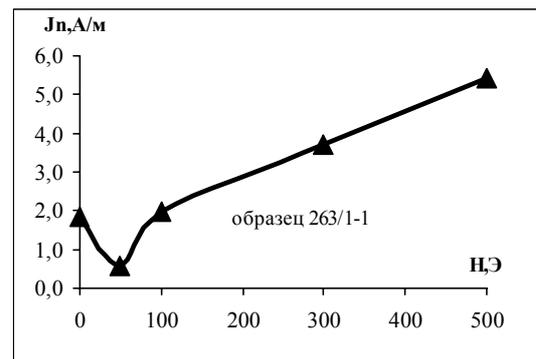


Рис. 5. Изменение остаточной намагниченности под влиянием акустических колебаний в постоянном магнитном поле при многократном намагничивании (а) и размагничивании (б).

Рис. 6. Аномальное поведение остаточной намагниченности (усредненная кривая) в интервале частот 0-10 МГц после многократного намагничивания в постоянном поле 10 Э.



Список литературы

1. Мокрушин А.В. Типы, состав и условия образования хромитового оруденения расслоенных раннепротерозойских интрузий Балтийского щита // Автореф. дис. уч. ст. к.г.-м.н. М., 2005.
2. Тюремнов В.А., Смолькин В.Ф., Мысов С.В. Особенности магнитного поля и магнитных свойств ультраосновных пород из зон хромитового оруденения массива Падос-тундра (Кольский п-ов.) // Геофиз. журнал. 2006. № 25-26. С. 65-67.
3. Абсалямов С.С., Гареева М.Я. Магнетизм горных пород при высоких термодинамических параметрах. Уфа: Изд-во Башкирского ун-та, 1997. 172 с.
4. Тикадзуми С. Физика ферромагнетизма. М.: Мир, 1987. 419 с.

ЗАГРЯЗНЕНИЕ ДОННЫХ ОТОЖЕНИЙ ОЗЕР БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКОЙ ТУНДРЫ

Е.В. Хлопцева¹, В.А. Даувальтер²

¹ Мурманский государственный технический университет, г. Мурманск
² Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, г. Апатиты

Исследования химического состава донных отложений (ДО) озер Большеземельской тундры проводились в рамках проекта № ICA2-CT-2000-10018 «Устойчивое развитие Печорского региона в условиях изменения окружающей среды и общества» SPICE (Sustainable development of the Pechora region in a changing environment and society), который являлся междисциплинарным проектом, финансируемым программой Европейской Комиссии INCO-COPERNICUS-2 в течение 2000-2003 гг. В течение двух летних полевых сезонов 2000 и 2001 гг. отобраны пробы воды и ДО озер на 4 водосборах рек Большеземельской тундры – Ортина (F3), Нерута (F4), Колва (F7) и Море-Ю (F8) (рис. 1).

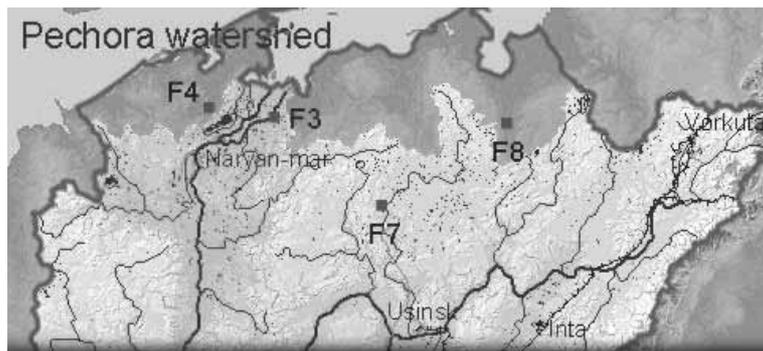


Рис. 1. Расположение станций F3, F4, F7 и F8.

Формирование химического состава ДО происходит в результате осаждения взвешенных частиц, адсорбции растворенных металлов минеральным и органическим веществом, образования и осаждения труднорастворимых соединений, коагуляции и др. Интенсивность каждого процесса зависит от морфометрических и гидрологических характеристик, а также от гидрохимического режима водоема [3]. Холмистая равнина Большеземельской тундры прорезана густой речной сетью и бесчисленным количеством озер, которые остаются малоизученными. Образование озер в регионе обусловлено эрозионными, аккумулятивными и эоловыми процессами. Размещение озер весьма неравномерно, наибольшее их число сосредоточено в местах накопления рыхлых песчано-глинистых континентальных и морских отложений [1]. Район относится к субарктическому поясу. Суровый климат формируется под действием арктических и в меньшей степени атлантических масс воздуха. Низкие температуры и испаряемость, но избыточное увлажнение способствуют образованию болот. В геологическом строении района принимают участие дочетвертичные и четвертичные отложения. Дочетвертичные породы скрыты под мощным чехлом четвертичных отложений, выполняющих озерные котловины. Преимущественное развитие получили ледниковые отложения, а на севере установлено наличие осадков морского происхождения. Химический состав крупнозернистых ледниковых отложений и морских осадков (илы и глины), насыщенных в свое время соленой морской водой, оказывает влияние на формирование современного состава озерных вод [1].

Плоские вершины увалов и пологие склоны сформированы комплексами торфяно- и торфянисто-глеевых выщелоченных почв. Тундровые поверхностно-глеевые и скрыто-глеевые почвы типичны для межбугорковых понижений микрорельефа. На пологих склонах водоразделов встречаются полосы стока в виде лощин, представляющие понижения, занятые осоковыми болотами с торфянисто-перегноино-глеевыми почвами [4]. Характерная черта региона – наличие в почве и горных породах на небольшой глубине многолетней мерзлоты, которая препятствует просачиванию атмосферных осадков в подпочвенные слои. В результате этого толща тундровой почвы оказывается переувлажненной и имеет в летнее время более низкие температуры, чем воздух. Разнообразие почвенного покрова тундры оказывает влияние на интенсивность склонового стока, инфильтрацию осадков и тем самым – на условия питания озер [6].

Скорость аккумуляции металлов в воде зависит от таких факторов как глубина, pH, скорость потока, гранулометрический состав осадков, содержания органического материала и взвешенных веществ, концентраций оксидов и гидроксидов Fe и Mn в ДО. Озера характеризуются очень низкой скоростью течения (преобладают ветровые), где в зонах аккумуляции осаждаются и накапливаются тонкодисперсные илы с существенным содержанием органического материала [2]. Общность физико-географических условий обуславливает весьма однородный гидрологический режим и химический состав тундровых озерных вод. Для них характерны высокое насыщение кислородом, низкая (до 100 мг/л) минерализация, преимущественно гидрокарбонатно-кальциевая, незначительное содержание биогенных соединений азота и фосфора, органических веществ, слабощелочная величина pH = 7.2-8.0 [5]. Концентрации тяжелых металлов в ДО позволяют оценить интенсивность и историю загрязнения исследуемых озер. ДО рассматриваются как источник экологической информа-

ции, которая может быть использована для различных обобщений. Определение природных фоновых концентраций тяжелых металлов – основа всех исследований ДО озер. Пробы ДО из самых глубоких слоев колонки, позволяют определить фоновые концентрации тяжелых металлов (табл. 1).

Таблица 1. Поверхностные (0-1см) и фоновые концентрации тяжелых металлов и As (мкг/г сухого веса), а также значения потерь при прокаливании (ППП, %) в ДО озер Большеземельской тундры.

Станция	Слой	П.п.п.	Cu	Ni	Zn	Co	Cd	Pb	Cr	As	Hg
F3-2	пов.	24,58	10,0	33,9	87	16,0	2,00	13,7	54	17,3	0,028
	фон.	21,04	12,6	30,7	79	11,2	1,10	10,3	51	6,77	0,010
F3-3	пов.	37,89	6,9	17,3	34	8,4	0,75	7,3	31	-	-
	фон.	32,92	5,6	18,6	40	6,4	0,96	4,9	26	-	-
F3-5	пов.	11,58	7,4	24,6	71	11,9	0,77	19,2	44	7,85	0,048
	фон.	7,52	7,7	28,9	74	14,2	0,53	7,9	46	5,12	0,010
F3-6	пов.	25,87	7,8	24,7	50	12,0	0,90	10,0	41	-	-
	фон.	21,35	8,3	30,6	61	12,1	0,90	9,3	48	-	-
F3-9	пов.	3,09	4,0	13,2	27	7,3	0,14	2,3	22	-	-
	фон.	6,69	7,5	24,7	48	11,7	0,21	4,5	37	-	-
F3-12	пов.	10,65	8,9	32,5	66	14,5	0,27	9,1	45	-	-
	фон.	7,17	10,2	29,5	82	15,1	0,27	5,6	46	-	-
F4-2	пов.	9,60	12,7	32,9	75	15,8	0,33	5,1	50	31,6	0,019
	фон.	4,00	17,8	43,6	79	20,4	0,29	5,8	53	9,77	0,016
F4-4	пов.	18,44	10,2	31,5	63	13,0	0,38	6,4	49	20,7	0,005
	фон.	15,91	10,9	34,4	68	21,5	0,34	5,4	50	9,35	0,005
F4-5	пов.	6,61	11,2	38,2	81	22,2	0,32	5,5	51	-	-
	фон.	2,89	5,8	18,8	69	10,9	0,17	3,3	34	-	-
F7-3	пов.	89,9	3,9	12	19	4,76	0,55	7	12	1,37	0,010
	фон.	90,8	3,0	7	14	0,58	0,33	1	1	0,96	0,034
F7-4	пов.	90,3	4,0	4,8	24	3,7	0,86	6	10	3,43	0,018
	фон.	93,5	2,8	3,9	17	2,2	0,52	4	6	3,43	0,015
F7-5	пов.	10,0	22	53,2	81	21	2,01	21	86	8,89	0,003
	фон.	8,2	20	59,7	103	23	0,82	21	94	12,7	0,004
F7-6	пов.	15,6	17	51	116	23	2,64	20	95	55,9	0,004
	фон.	10,2	7	36	90	16	0,80	21	54	9,81	0,002
F8-2	пов.	22,5	6,5	39	34	22	3,12	15,5	22	8,03	0,006
	фон.	12,5	5,2	22	26	12	1,17	8,7	16	10,31	0,007
F8-3	пов.	10,9	4,2	11	15	3	0,80	8,9	13	6,00	0,003
	фон.	12,5	4,2	16	15	8	0,78	8,8	16	9,47	0,004
F8-4	пов.	21,1	10,1	39	87	35	1,25	20,8	39	12,6	0,011
	фон.	7,3	9,3	37	74	26	0,36	12,2	46	4,18	0,006
F8-5	пов.	49,2	5,1	17	40	9	0,22	7,3	25	12,4	0,017
	фон.	45,2	13,4	32	91	29	0,39	9,7	38	7,15	0,009
Ср. поверхностные		26,93	8,9	28	57	14,3	1,00	10,85	40,54	15,5	0,014
Ср. фоновые		23,5	9,8	29,34	63,3	17,1	0,57	9,48	39,9	7,63	0,010

Долговременная антропогенная нагрузка на водосборы озер привела к изменению природных условий формирования химического состава ДО. Обнаружено увеличение концентраций Cd и Cu в поверхностных (современных) слоях ДО почти всех исследуемых озер (табл. 1), а также Pb, Ni, Cu, Zn, Co, Mn, P, Sr, Hg, As и Fe в некоторых из них. Увеличение концентраций элементов и снижение содержания органического материала в поверхностных слоях ДО термокарстовых озер говорит о поступлении в озера с территории водосборов твердого материала с высокими концентрациями почти всех элементов. В глубоких ледниковых озерах отмечено загрязнение поверхностных слоев ДО элементами: Cd, Mn, Sr, Cr, Cu, Co, Ni, Hg, As, Zn и P. Такие высокоток-

сичные элементы как Hg, As, Cd и Pb (рис. 2) являются глобальными загрязняющими элементами озер Большеземельской тундры.

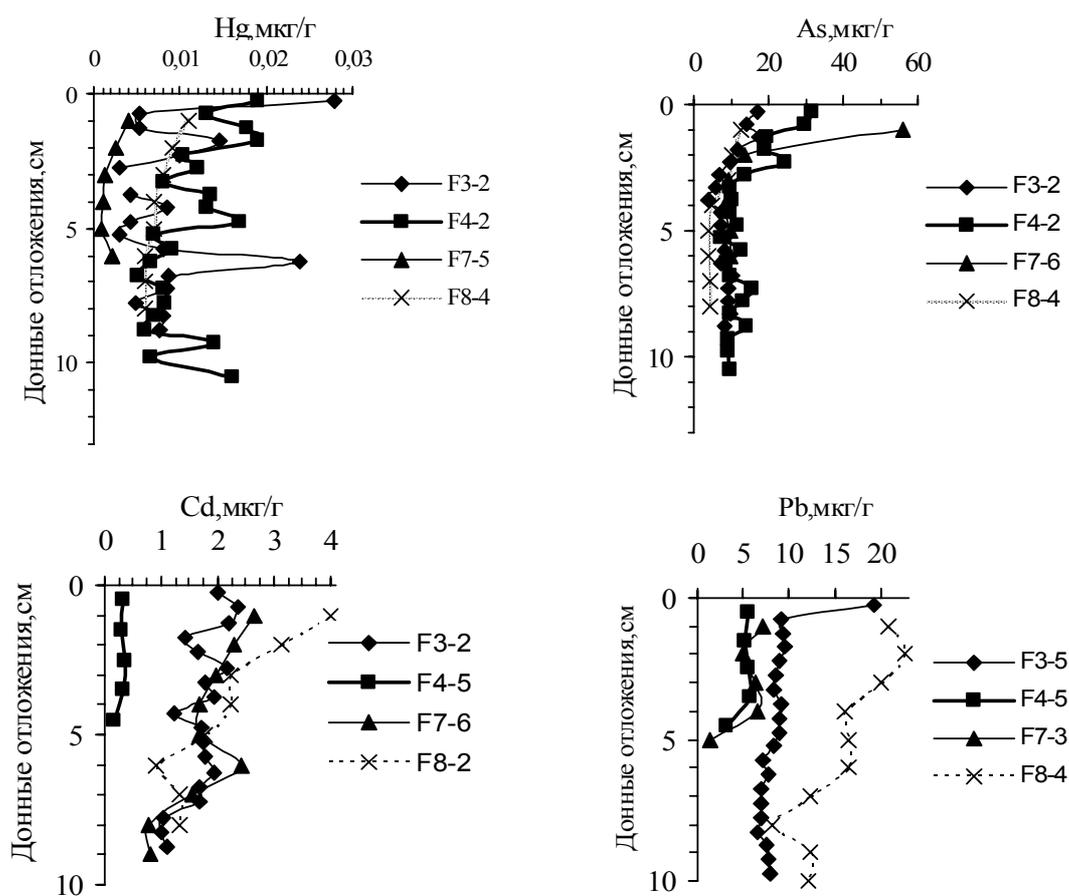


Рис. 2. Вертикальное распределение концентраций Hg, As, Cd и Pb ($\mu\text{кг/г}$ сухого веса) в ДО озер Большеземельской тундры.

Список литературы

1. Голдина Л.П. География озер Большеземельской тундры. Л.: Наука, 1972. 100 с.
2. Даувальтер В.А. Факторы формирования химического состава донных отложений: Учебное пособие по дисциплине «Геохимия окружающей среды» для направления 511100 «Экология и природопользование». Мурманск: Изд-во МГТУ, 2002. 75 с.
3. Ершова Е.Ю., Веницианов Е.В., Кочарян А.Г. и др. Тяжелые металлы в донных отложениях Куйбышевского водохранилища // Водные ресурсы. 1996. Т. 23. № 1. С. 59-65.
4. Иванова Е.Н., Польшцева О.А. Почвы европейских тундр // Тр. Коми ФАН СССР. Вып. 1. Сыктывкар: Коми кн. изд-во, 1952. С. 15-22.
5. Сидоров Г.П., Власова Т.А. Краткий физико-географический очерк // Флора и фауна водоемов Европейского Севера. Л.: Наука, 1978. С. 5-10.
6. Хохлова Л.Г. Гидрохимическая изученность поверхностных вод Большеземельской тундры // Возобновимые ресурсы водоемов Большеземельской тундры. Сыктывкар: Коми кн. изд-во, 2002. С. 5-14.

СОСТАВ СЛЮД ИЗ ФЕНИТИЗИРОВАННЫХ КСЕНОЛИТОВ В ХИБИНСКОМ МАССИВЕ

О.С. Яковлева, И.В. Пеков, И.А. Брызгалов
Московский госуниверситет им. М.В. Ломоносова, г. Москва

Очень интересные в минералогическом отношении образования связаны с многочисленными ксенолитами высокоглиноземистых пород в Хибинском щелочном массиве на Кольском п-ове. Эти ксенолиты размером от первых метров до нескольких километров, представляющие собой, вероятно, останцы кровли Хибинского интрузива, расположены в периферической зоне его фойяитового ядра, близ контакта фойяитов с рихсчорритами. Практически все ксенолиты, которых известно несколько десятков, сосредоточены в пределах гор Эвеслогчорр, Юкспор, Кукисвумчорр, Поачвумчорр, Каскасньюнчорр и Рихсчорр, т.е. на южной, юго-западной и западной границах плутона фойяитов. Впервые они охарактеризованы Б.М. Куллетским [6]; позже их необычная минералогия стала объектом внимания целого ряда исследователей. Наиболее значительный вклад в ее изучение в разные годы внесли З.В. Шлюкова, Ю.П. Меньшиков и А.Ю. Барков [2, 5, 7-13]. Главная составляющая ксенолитов – тонкозернистые породы, обычно называемые роговиками и сложенные щелочными полевыми шпатами, слюдами, андалузитом, силлиманитом, членами ряда кордиерит – секанинаит и др. В пределах ксенолитов развиты многочисленные жилы и неправильной формы участки, в которых индивиды этих и других минералов (нефелин, содалит, корунд, герцинит, ильменит, хризоберилл, рутил, циркон, альмандин и др.) имеют размеры до первых см. С ними связаны такие необычные для агпайтовых интрузивных комплексов минералы как самородное железо, фаялит, фрейденбергит, кричтонит, топаз, бромеллит и ряд других [5, 7-13]. Возникновение данных пород большинство исследователей связывает с ороговикованием и фенитизацией глиноземистых метаосадков под воздействием окружающих нефелиновых сиенитов [1, 3, 4, 9].

Объектом нашего исследования стали слюды из средне- и крупнозернистых участков пород трех ксенолитов, обнажающихся на г. Эвеслогчорр, Кукисвумчорр и Каскасньюнчорр. Эти ксенолиты кратко охарактеризованы в [10] под номерами 15, 52 и 64; на двух первых на рубеже 1970-х – 80-х гг. проводились поисково-оценочные работы на синий благородный корунд. Слюды, подчас в значительном количестве, развиты во многих типах этих пород, относимых нами к перекристаллизованным (?) продуктам фенитизации слюдяных сланцев и/или парагнейсов. Главными минералами являются щелочные полевые шпаты (преобладают члены серии ортоклаз – анортоклаз), часто в больших количествах присутствуют нефелин, содалит, темная слюда, оксиды (на Кукисвумчорре и Эвеслогчорре это герцинит и корунд, на Каскасньюнчорре – рутил, ильменит и корунд). Иногда наблюдаются существенно слюдяные (в т.ч. двуслюдяные: Эвеслогчорр) прожилки в роговиках. В отдельных случаях в тонко-мелкозернистой массе полевошпатовой породы находятся более крупные (до 1 см) индивиды слюды. В ксенолитах распространены ди- и триоктаэдрические слюды, нередко ассоциирующие между собой. Триоктаэдрических слюд, как правило, в породе заметно больше.

Состав наших слюд (25 образцов) изучен электронно-зондовым методом, формулы рассчитаны на 22 единицы заряда, что соответствует $O_{10}(OH, F)_2$. По той же схеме рассчитаны формулы слюд из хибинских роговиков, опубликованные ранее [5, 9, 10]. Соотношения главных компонентов слюд, по материалам 53 наших анализов и 9 литературных, представлены на рис. 1–3. Среди диоктаэдрических слюд во всех ксенолитах резко преобладает мусковит; на Кукисвумчорре описан и парагонит [2, 10]. Слюды этой подгруппы имеют составы, близкие к теоретическим. Они образуют на диаграммах (рис. 1 и 2) компактные поля. Содержимое тетраэдрических позиций в них (рис. 1) таково: $Si_{2.91}Al_{1.09} - Si_{2.95}Al_{1.05}$ (Кукисвумчорр), $Si_{2.86}Al_{1.14} - Si_{3.04}Al_{0.96}$ (Эвеслогчорр), $Si_{2.86}Al_{1.14} - Si_{3.02}Al_{0.98}$ (Каскасньюнчорр). В большинстве случаев $Si/Al < 3.00$. Диоктаэдрические слюды содержат мало железа и магния – до 0.09 и до 0.06 формульных единиц (ф.е.) соответственно (рис. 2). Из других примесей в них обнаруживаются Ti (до 0.04 ф.е.), реже Cr (до 0.07 ф.е. в ярко-зеленом мусковите-фуксите с Каскасньюнчорра), Mn (до 0.02 ф.е.), V (до 0.02 ф.е. в светло-зеленом мусковите с Каскасньюнчорра) и Zn (до 0.01 ф.е.). Лишь в мусковите из корунд-мусковит-ортоклазовой жилы в роговиках Эвеслогчорра [10] суммарное содержание примесных Mg, Fe, Ti и Mn достигает 0.25 ф.е. Степень заполнения октаэдров в диоктаэдрических слюдах лежит в узких пределах от 1.98 до 2.07 ф.е.

Триоктаэдрические слюды более разнообразны по составу. Среди них резко преобладают высокожелезистые обогащенные глиноземом фазы (рис. 2), распространенные в основном в ксенолитах г. Кукисвумчорр и Эвеслогчорр: члены серии аннит $KFe^{2+}_3[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2$ – сидерофиллит $K(Fe^{2+}_2Al)[Al_2Si_2O_{10}](OH, F)_2$. Соотношения главных октаэдрических катионов в них варьируют в пределах поля $Fe_{2.47}Al_{0.17}Mg_{0.02} - Fe_{1.90}Al_{0.66}Mg_{0.06} - Fe_{1.49}Al_{0.02}Mg_{0.905}$. Результаты расчета баланса зарядов в эмпирических формулах показывают, что подавляющее количество железа находится в двухвалентной форме. Соотношения тетраэдрических катионов колеблются от $Si_{2.72}Al_{1.28}$ до $Si_{2.41}Al_{1.59}$ для образцов с Кукисвумчорра и от $Si_{2.77}Al_{1.23}$ до $Si_{2.51}Al_{1.49}$ с Эвеслогчорра. Таким образом, на Кукисвумчорре нами встречена слюда, попадающая в поле сидерофиллита ($Al_{tet} > 1.5$ ф.е., Fe преобладает в октаэдрах). Анализы, приведенные для "сидерофиллита" из этого ксенолита в [10], на самом деле отвечают высокоглиноземистой разновидности аннита: их расчет показывает $Al_{tet} < 1.5$ ф.е. З.В. Шлюкова [5, 9] описывает биотит из кайм вокруг герцинита в ксенолите, вскрытом скважиной № 558 близ оз. М. Вудъявр. Наш расчет анализа, приведенного под № 3 в [9, с. 32], дает формулу $K_{0.98}(Mg_{1.22}Fe^{2+}_{1.13}Ti_{0.315}Al_{0.14}Mn_{0.095})_2.90(Si_{2.43}Al_{1.57})_{4.00}O_{10}(OH, F)_{2.00}$, которая отвечает редкому минеральному виду истониту, аналогу сидерофиллита с преобладанием Mg в октаэдрах, представленному разновидностью, обедненной Al_{oct} , но богатой Ti. Если в высокожелезистых хибинских слюдах ряда аннит – сидерофиллит наблюдается прямая корреляция между содер-

жаниями Al в октаэдрах и тетраэдрах, согласно изоморфной схеме: $Al^{3+}_{\text{tet}} + Al^{3+}_{\text{oct}} \Leftrightarrow Si^{4+}_{\text{tet}} + Fe^{2+}_{\text{oct}}$, то в этом истоните компенсация дефицита положительного заряда, возникающего при замещении Si на Al, осуществляется в основном за счет вхождения Ti^{4+} . Степень заполнения октаэдров в триоктаэдрических слюдах следующая: Кукисвумчорр – 2.71-2.92, Эвеслогчорр – 2.70-2.94, Каскасньюнчорр – 2.62-2.95 ф.е. Помимо основных компонентов, в октаэдрических позициях этих минералов содержатся (ф.е.): Ti – 0.02-0.32; Mn – до 0.13; Zn – до 0.02; V и Cr – до 0.01. Таким образом, если диоктаэдрические слюды хибинских ксенолитов в целом более обогащены примесными Cr и V, то триоктаэдрические – Ti и Mn.

На рис. 2 видно, что триоктаэдрические слюды из различных ксенолитов различаются по Mg/Fe отношению: максимальной железистостью характеризуются образцы с Кукисвумчорра, аннит с Эвеслогчорра несколько более магнезиальный, в ксенолите у оз. М. Вудъявр встречены слюды серии биотит – истонит с небольшим преобладанием Mg над Fe, а на Каскасньюнчорре развит очень низкожелезистый флогопит (0.00-0.06 ф.е. Fe). В роговике на Каскасньюнчорре находится обогащенный глиноземом голубой флогопит, а в кавернозных существенно полевошпатовых прожилках в том же ксенолите встречен коричневый флогопит с необычно высокими для этих образований содержаниями Si и F. Состав этого минерала в наиболее высококремнистой точке ($K_{0.93}Na_{0.09}Rb_{0.01}Li_{1.03}(Mg_{2.41}Al_{0.08}Fe_{0.06}Ti_{0.04}Mn_{0.03})_{2.62}(Si_{3.59}Al_{0.41})_{4.00}O_{10}(F_{1.45}OH_{0.53}O_{0.02})_{2.00}$, называть его флогопитом при Si > 3.5 ф.е. можно лишь с долей условности (не исключено, что в нем содержится Li, не определяемый электронно-зондовым анализом, в этом случае величина Si/Al отношения в тетраэдрах будет ниже).

Во всех изученных слюдах, как ди-, так и триоктаэдрических, крупные катионы (K, Na, Rb, Ba) почти полностью занимают межслоевую позицию (разброс значений от 0.855 до 1.09 ф.е., чаще всего от 0.95 до 1.01 ф.е.). Калий резко преобладает везде, за исключением парагонита, в котором атомное отношение Na:K варьирует от 22 до 14 [10]; в целом диоктаэдрические слюды богаче натрием, чем триоктаэдрические. Пределы содержания межслоевых катионов в калиевых слюдах таковы:

Минерал	Объект	K, ф.е.	Na, ф.е.	Rb, ф.е.	Ba, ф.е.
Мусковит	Кукисвумчорр	0.83-0.85	0.11-0.12	0.00-0.01	0.00
	Эвеслогчорр	0.79-0.91	0.07-0.16	0.00-0.01	0.00
	Каскасньюнчорр	0.84-1.02	0.10-0.12	0.01	0.00-0.02
Аннит–сидерофиллит	Кукисвумчорр	0.765-0.97	0.015-0.18	0.01	0.00-0.04
	Эвеслогчорр	0.82-0.99	0.00-0.07	0.00-0.01	0.00-0.01
Флогопит	Каскасньюнчорр	0.92-1.03	0.04-0.09	0.01	0.00-0.09

Содержание фтора в слюдах хибинских роговиков, кроме коричневого фтористого Si-флогопита с Каскасньюнчорра, не достигает 1 ф.е., т.е. их можно в большинстве своем отнести к гидроксил-доминантным. При этом триоктаэдрические слюды в целом несколько более фтористые, чем мусковит. Соотношения дополнительных анионов в мусковите колеблются в следующих пределах: $OH_{1.70}F_{0.30}$ – $OH_{1.85}F_{0.15}$ (Кукисвумчорр), $OH_{1.77}F_{0.23}$ – $OH_{2.00}F_{0.00}$ (Эвеслогчорр), $OH_{1.28}F_{0.72}$ – $OH_{1.23}F_{0.75}O_{0.02}$ (Каскасньюнчорр); в слюдах серии аннит – сидерофиллит: $OH_{1.05}F_{0.95}$ – $OH_{1.94}F_{0.06}$ (Кукисвумчорр), $OH_{1.65}F_{0.35}$ – $OH_{2.00}F_{0.00}$ (Эвеслогчорр); в Si-флогопите с г. Каскасньюнчорр: $F_{1.45}OH_{0.53}O_{0.02}$ – $F_{1.34}OH_{0.66}$. Широкий изоморфизм в структурных позициях четырех типов и распространенность в геологических формациях самого разного происхождения делают слюды значимыми геохимическими индикаторами. Важны они и для реконструкции условий минералогенеза в хибинских переработанных ксенолитах. Повышенная глиноземистость слюд и присутствие железа в двухвалентной форме подчеркивают общую обогащенность среды Al при дефиците Si и в целом восстановительный характер обстановок минералообразования, что большинство исследователей связывает с возникновением пород за счет высокоглиноземистых сланцев, обогащенных углистым веществом [1, 3, 9].

Особенно интересно Mg/Fe-отношение в триоктаэдрических слюдах. При общей обедненности ксенолитов магнием было бы правомерно ожидать в них только железистых слюд серии аннит–сидерофиллит; но Mg/Fe варьирует в пределах всего ряда биотита (рис. 2) до появления почти безжелезистого флогопита (Каскасньюнчорр). Представляется, что Mg/Fe в триоктаэдрических слюдах определяется не валовым соотношением элементов в минералообразующей системе, а активностью S^{2-} . Железистость слюд обратно коррелирует с содержанием и минеральным составом сульфидов. Особенно ярко это иллюстрируют парагенезисы флогопита в роговиках ксенолита на г. Каскасньюнчорр. В ассоциации с голубым безжелезистым флогопитом в породе щелочно-полевошпатового состава здесь есть рутил, корунд, парагонит, вюртцит, алабандин MnS , Ti-содержащий пирротин, эдгарит $FeNb_3S_6$, W-содержащий молибденит, тунгстенит WS_2 [10-13; наши данные], а кислородные соединения Fe отсутствуют. На резко восстановительную обстановку и очень высокую активность сульфидной серы при их образовании указывали А.Ю. Барков и др. [11-13]. С использованием минералогических данных по можно выстроить ряд убывания сродства металлов к S^{2-} : $Mo \rightarrow Zn \rightarrow Fe \rightarrow Mn \rightarrow W \rightarrow Nb \rightarrow Ti \rightarrow Mg$. Состав парагенезиса голубого безжелезистого флогопита говорит о том, что при данной активности S^{2-} не только Mo, Zn и Fe, но Mn, W и даже Nb проявляют халькофильные свойства, образуя только сульфиды, Mg остается литофильным, а Ti занимает промежуточное положение, распределяясь между рутилом и пирротинном. Коричневый Si-флогопит в другом участке ксенолита на г. Каскасньюнчорр содержит 0.05-0.06 ф.е. Fe, ассоциирует с безвольфрамитом молибденитом и сформировался при более низкой концентрации сульфидной серы.

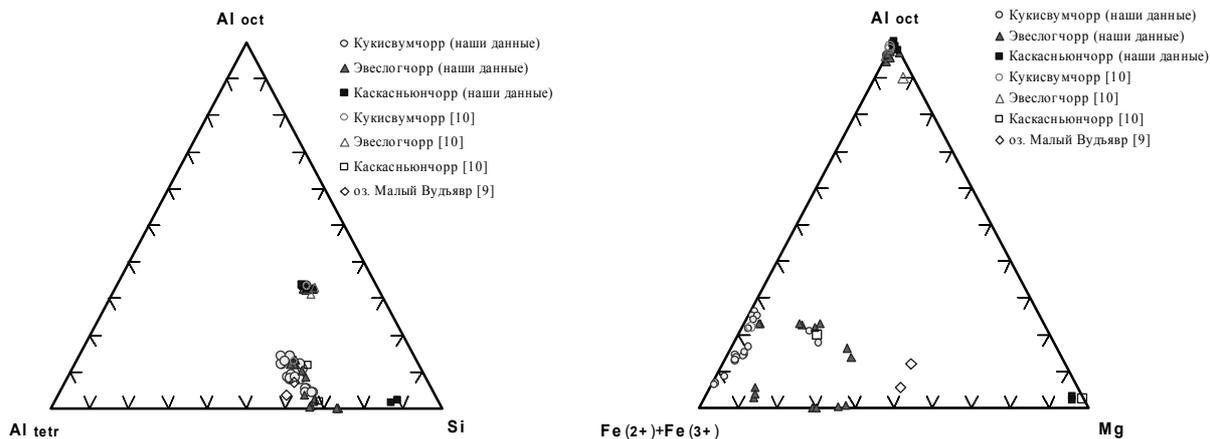


Рис. 1 (слева). Соотношения Si и Al в октаэдрических (Al_{oct}) и тетраэдрических (Al_{tetr}) позициях в слюдах из ксенолитов Хибинского массива.

Рис. 2 (справа). Соотношения главных октаэдрических катионов в слюдах из ксенолитов Хибинского массива.

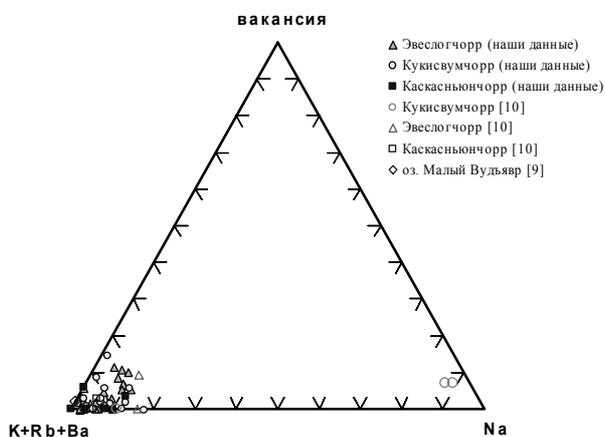


Рис. 3. Характер заполнения межслоевых позиций в слюдах из ксенолитов Хибинского массива.

Аналогичную индикаторную роль могут играть и другие силикаты с непрерывным изоморфизмом $Mg - Fe^{2+}$, например, ряда кордиерит – секанинаит, развитые в ксенолитах Хибин. Данные [8] говорят о том, что их железистость в ксенолитах Кукисвумчорра выше, чем на Äveslogchorre. Т.е. Mg/Fe -отношение в них контролируется активностью S^{2-} , а количество Mg в системе влияет в основном на содержание Mg, Fe -силикатов в породе.

Работа выполнена при поддержке гранта научной школы НШ-4818.2006.5.

Список литературы

1. Бонштедт Э.М., Борнеман-Старынкевич И.Д., Влодавец В.И. и др. Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1937. 563 с.
2. Дудкин О.Б., Меньшиков Ю.П. Минералогическое изучение кольских щелочных массивов и его практическое значение // Зап. ВМО. 1983. № 5. С. 512-520.
3. Зак С.И., Каменев Е.А., Минаков Ф.В. и др. Хибинский щелочной массив. Л.: Недра, 1972. 175 с.
4. Костылева-Лабунцова Е.Е., Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н. и др. Минералогия Хибинского массива. Т. 1. М.: Наука, 1978. 228 с.
5. Костылева-Лабунцова Е.Е., Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н. и др. Минералогия Хибинского массива. Т. 2. М.: Наука, 1978. 586 с.
6. Куллетский Б.М. Пирротиновая жила на Рисчорре в Хибинских тундрах // Докл. РАН. 1923, январь-июнь. С. 7-9.
7. Меньшиков Ю.П. Корундовая минерализация в Хибинском массиве // Докл АН СССР. 1978. Т. 243. № 5. С. 1247-1249.
8. Меньшиков Ю.П., Пахомовский Я.А., Яковенчук В.Н. Кордиерит и секанинаит из ксенолитов Хибинского массива // Зап. ВМО. 2001. № 1. С. 91-99.
9. Шлюкова З.В. Минералогия контактовых образований Хибинского массива. М.: Наука, 1986. 97 с.
10. Яковенчук В.Н., Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А. и др. Минералы Хибинского массива. М.: Земля, 1999. 320 с.
11. Barkov A.Yu., Martin R.F., Men'shikov Yu.P. *et al.* Edgarite, $FeNb_3S_6$, first natural niobium-rich sulfide from the Khibina alkaline complex, Russian Far North: evidence for chalcophile behavior of Nb in a fenite // Contrib. Mineral. Petrol. 2000. V 138. P 229-236.
12. Barkov A.Yu., Martin R.F., Poirier G. *et al.* Zoned tungstenoan molybdenite from a fenitized megaxenolith in the Khibina alkaline complex, Kola Peninsula, Russia // Canad. Miner. 2000. V 38. P 1377-1385.
13. Barkov A.Yu., Laajoki K.V.O., Men'shikov Yu.P. *et al.* First terrestrial occurrence of titanium-rich pyrrhotite, pyrite and marcasite in a fenitized xenolith from the Khibina alkaline complex, Russia // Canad. Miner. 1997. V 35. P 875-885.



Хроника

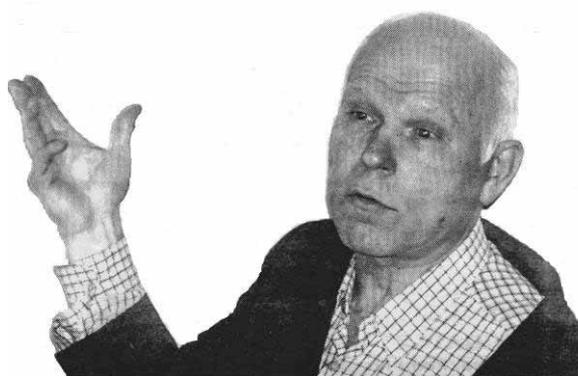


Ольга Щербакова. Кино для ученых и про ученых // Газета “Дважды Два”. Апатиты. № 17. 28 апреля 2006 г. www.gazeta2x2.ru.

В Кольском научном центре проходит III Ферсмановская научная сессия. В этом году она посвящена 50-летию Кольского отделения Российского минералогического общества. По этой причине все 50 докладов, представленных на сессии, связаны с минералогией. В Апатиты приехали ученые из Санкт-Петербурга, Москвы, Воронежа.

В программе сессии предусмотрены не только выступления докладчиков и обсуждение работ, отведено время и для кинофильмов. Это особенное кино. Две ленты старые, еще черно-белые – “Там, за Полярным Кругом” и “Тьетта”, а третья – современная, снятая совсем недавно. Фильм называется “Хотя б на миг причастен будь” и рассказывает о геологе Александре Федоровиче Соседко, соратнике академика Ферсмана. Вместе они работали в Хибинах, на Урале и в Кызылкумах. Фильм снят по одноименной книге дочери геолога Соседко.

На фото: Александр Петрович Хомяков из Москвы. Он знаменит тем, что занимает второе место в мире (первое – за ученым из США) по количеству открытых минералов – около восьмидесяти.



Татьяна Бардушко. Впереди – новые открытия // Газета “Хибинский вестник”. Апатиты. № 18. 4 мая 2006 г.

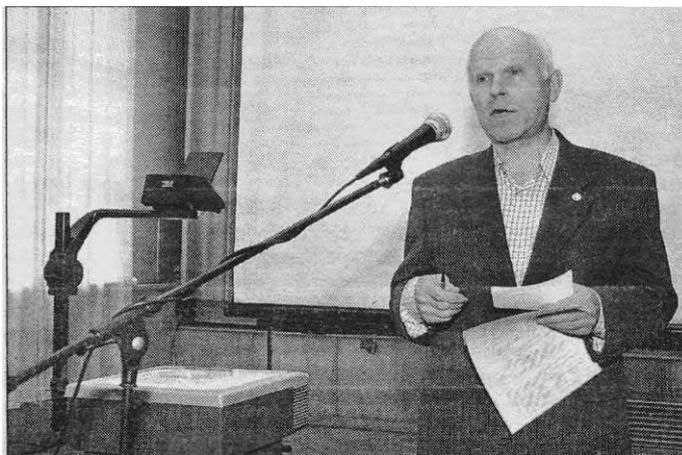
В КНЦ РАН прошла III Ферсмановская научная конференция, посвященная 50-летию Кольского отделения Российского минералогического общества (КО РМО). Две предыдущие конференции были посвящены ученым – первооткрывателям Александру Ферсману и Александру Лабунцову, вторая – Вильгельму Рамзаю. На юбилейном собрании минералогов говорили о тех, кто сегодня продолжает вести научные изыскания и делает немало интересных открытий. Нынешний председатель Кольского отделения РМО доктор геолого-минералогических наук Юрий Войтеховский зачитал телеграммы от коллег из других отделений общества. Юрий Леонидович вспомнил Александра Васильевича Сидоренко, который был создателем и первым председателем КО РМО. На этом посту его сменил Игорь Владимирович Бельков, замечательный ученый и художник. Олег Борисович Дудкин возглавлял КО РМО до 2004 г.

В первом списке, датированном 22 декабря 1956 г., значатся 23 человека. Сегодня КО РМО насчитывает членов в несколько раз больше. Несмотря на то, что Академия наук прекратила финансирование Общества, список растет. На юбилейной конференции членские билеты были вручены Давиду Мотову, Виктору Лузину и другим.

Первый доклад III Ферсмановской научной конференции был посвящен 33 основателям Российского минералогического общества. Место действия – Михайловский замок в Санкт-Петербурге. Он долгое время пустовал и городские власти решили сдавать помещение внаем. Мрачное здание, история которого связана со смертью императора Павла I, как бы озарилось светом минералогической науки, и не только. Здесь проходили собрания Общества любителей словесности, художеств и наук, объединявшее многих образованных людей. Его членом до высылки из Петербурга 6 мая 1820 г. состоял и Александр Сергеевич Пушкин. О тех, кто стоял у истоков минералогической науки, кому обязаны своим существованием Российское минералогическое общество и его отделения по всей стране, рассказал научный сотрудник Геологического института КНЦ РАН, секретарь КО РМО Аркадий Шпаченко. Первым директором Минералогического общества был Лоренц Панснер, он же создал и Устав общества.

Второй докладчик, гость из Москвы Александр Петрович Хомяков, доктор геолого-минералогических наук, профессор, известен как главный в России открыватель новых минералов. На его счету их около 80, только в Хибинах им открыто около 50. Больше профессора Хомякова новых минералов открыл только ученый из США. Александр Петрович рассказал о фамильных минералах Кольского региона. На Кольском полуострове 240 новых минералов названы в честь известных ученых, мореплавателей, а также мест, где минералы были найдены, и народностей, которые там живут, например, лопарит.

Наш край – удивительная минералогическая провинция. Если в 1937 г. Александр Евгеньевич Ферсман докладывал об открытии 110 минеральных видов, то на 2005 г. их открыто более 550. Всего же в XX в. на Кольском полуострове, согласно перечню 2006 г., изданному специально к научной конференции, найдено 944 минеральных вида. Честь открытия, несомненно, принадлежит многим исследователям, сотрудникам Геологического института КНЦ РАН, членам Кольского отделения РМО. Об этом и многом другом говорилось в докладах III Ферсмановской научной конференции, в программе их значилось 65. Несомненно и другое: впереди – новые открытия.



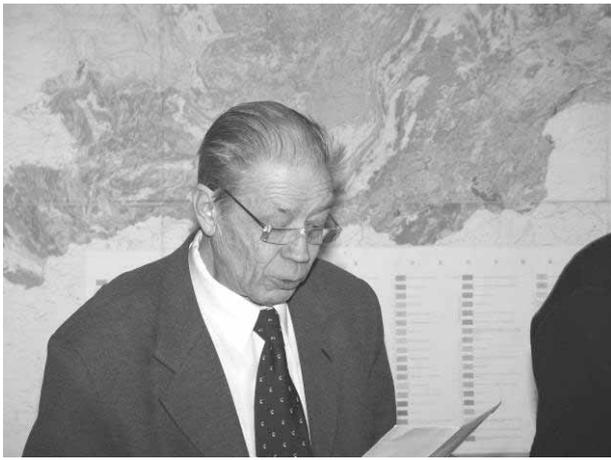
На фото: выступает Александр Хомяков.



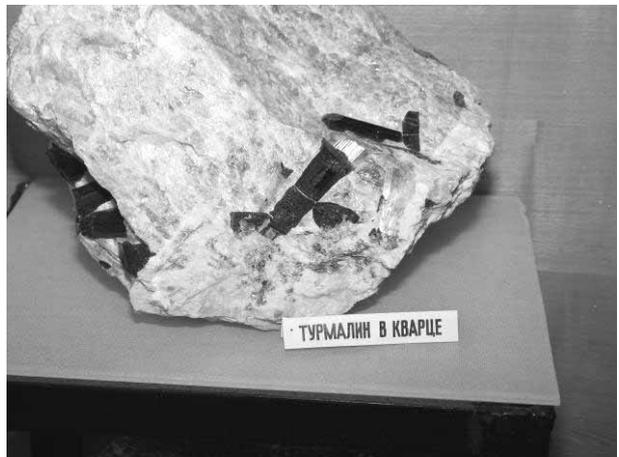
Фоторепортаж













Минералогия во всём пространстве сего слова

Труды III Ферсмановской научной сессии, посвященной 50-летию Кольского отделения РМО

Апатиты, 27-28 апреля 2006 г.

*Рекомендовано к печати Советом Кольского отделения РМО
и Ученым советом Геологического института КИЦ РАН*

*Научное некоммерческое издание осуществлено на средства по грантам
Президента Российской Федерации для государственной поддержки научных школ №1413.2006.5,
молодых российских учёных и их руководителей МК 4402.2006.5,
госконтракта с Федеральным агентством по науке и инновациям № 02.445.11.7403
и Фонда содействия отечественной науке*

*Отпечатано в ЗАО КСМ
184209 г. Апатиты Мурманской обл., ул. Ферсмана, д. 17 а
тел. / факс (81555) 77329*

Тираж 100 экз.